

**HIDROLOGÍA DE LA ZONA VADOSA EN LA TERRAZA DE LLANOGRANDE  
(RIONEGRO – ANTIOQUIA)**

**Jorge Iván Tobón**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
FACULTAD DE MINAS  
ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE  
POSGRADO EN APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRÁULICOS  
MEDELLÍN  
2003**

HIDROLOGÍA DE LA ZONA VADOSA EN LA TERRAZA DE LLANOGRANDE  
(RIONEGRO – ANTIOQUIA)

Jorge Iván Tobón (I.G.)

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de Magister en  
Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos

Directores:

María Victoria Vélez O. (I.C., D.E.A)

Luis Fernando Carvajal (I.C., MSc.)

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
FACULTAD DE MINAS  
ESCUELA DE GEOCIENCIAS Y MEDIO AMBIENTE  
POSGRADO EN APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRÁULICOS  
MEDELLÍN  
2003

## **TABLA DE CONTENIDO**

	<b>Pág.</b>
1. INTRODUCCIÓN	17
2. ÁREA DE ESTUDIO	19
2.1 LOCALIZACIÓN	19
2.2 VÍAS DE ACCESO	20
2.3 CLIMA	20
2.4 GEOLOGÍA REGIONAL	20
2.4.1 Rocas metamórficas	21
2.4.2 Rocas ígneas	21
2.4.3 Terrazas y depósitos aluviales	22
2.4.4 Depósitos de vertientes	22
2.4.5 Cenizas volcánicas	23
2.5 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	23
2.5.1 Unidad de colinas	23
2.5.2 Unidad de Montañas	23
2.5.3 Unidad de relieve plano a suavemente ondulado	24
3. ESTADO DEL ARTE	25
3.1 ESTRUCTURA DE LA ZONA VADOSA	26
3.1.1 Subzona de raíces	26
3.1.2 Subzona intermedia	27
3.1.3 Subzona capilar	27
3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA VADOSA	27

3.2.1	Parámetros físicos	27
3.2.2	Parámetros hidráulicos	29
3.2.2.1	Humedad	29
3.2.2.2	Infiltración	30
3.2.2.3	Retención de humedad	35
3.2.2.4	Conductividad hidráulica	37
3.3	MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ZONA VADOSA	39
3.4	IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LA HIDROLOGÍA DE LA ZONA VADOSA	40
3.5	DIFICULTADES EN EL ESTUDIO DE LA ZONA VADOSA	41
3.6	APLICACIONES ESTUDIO DE LA HIDROLOGÍA DE LA ZONA VADOSA	41
3.6.1	Contaminación de acuíferos	42
3.6.2	Recarga de acuíferos	43
3.7	RECARGA	43
3.7.1	Métodos para el cálculo de la recarga	44
3.7.1.1	Medición directa	44
3.7.1.2	Hidrodinámico	44
3.7.1.3	Técnicas de trazadores	45
3.7.1.4	Métodos de balance	45
3.7.1.5	Métodos basados en niveles piezométricos	47
3.7.1.6	Otros métodos	48
3.7.2	Requisitos de un buen método de cálculo de recarga	48
4.	ASPECTOS METODOLÓGICOS	49
4.1	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA Y DE INFORMACIÓN SECUNDARIA	49
4.2	TRABAJO DE CAMPO	49
4.2.1	Barrenación	50
4.2.2	Análisis textural	51
4.2.3	Estructura	52
4.2.4	Infiltración	52
4.2.5	Monitoreo de niveles freáticos	54

4.3 TRABAJO DE LABORATORIO	56
4.3.1 Textura	56
4.3.2 Densidad aparente	57
4.3.3 Materia orgánica	57
4.3.4 Humedad	57
4.3.5 Retención de humedad	58
4.3.6 Peso unitario	59
4.3.7 Lavado sobre malla #200	59
4.3.8 Gravedad específica	59
4.3.9 Conductividad hidráulica	59
4.3.10 Límites de consistencia	60
4.4 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN	61
5. GEOLOGÍA	62
5.1 FOTOGEOLOGÍA	62
5.2 GEOLOGÍA UNIDADES SUPERFICIALES	63
6. RESULTADOS DE LABORATORIO	70
6.1 ANÁLISIS FÍSICOS	70
6.1.1 Porosidad	70
6.1.2 Gravedad específica	72
6.1.3 Densidad aparente	74
6.1.4 Peso unitario	75
6.1.5 Límites de consistencia	75
6.1.6 Textura	75
6.2 ANÁLISIS PARÁMETROS HIDRÁULICOS	79
6.2.1 Saturación y humedad del suelo	79
6.2.2 Conductividad hidráulica saturada	81
6.2.3 Curvas características	83

7. INFILTRACIÓN	91
7.1 EVALUACIÓN DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL	93
7.2 EVALUACIÓN DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL	95
7.3 EVALUACIÓN DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN	101
7.4 RELACIÓN INFILTRACIÓN – HUMEDAD ANTECEDENTE	103
7.5 INFILTRACIÓN CON EL MÉTODO DE LOS ANILLOS CONCÉNTRIC	104
8. HIDROLOGÍA GENERAL	106
8.1 PRECIPITACIÓN	106
8.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN	109
8.2.1 Método del tanque	110
8.2.2 Ecuación de Cenicafé	112
8.2.3 Ecuación de García López	113
8.2.4 Ecuación de Hargreaves	115
8.2.5 Ecuación de Christiansen	116
8.2.6 Ecuación de Budyko	119
8.3 ESCORRENTÍA SUPERFICIAL	124
8.4 CAMBIO EN LA HUMEDAD DEL SUELO	126
8.5 RECARGA	127
8.5.1 Método de la fluctuación del nivel freático	127
8.5.2 Método de balance de masas	134
CONCLUSIONES	145
RECOMENDACIONES	151
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	152

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2-1. Localización del área de estudio	19
Figura 2-2. Mapa geológico regional	21
Figura 3-1. Estructura de la zona vadosa	26
Figura 4-1. Equipo de muestreo	51
Figura 4-2. Infiltrómetro de anillo doble	53
Figura 4-3. Determinación de la variación espacial	54
Figura 4-4. Diseño de los piezómetros	55
Figura 4-5. Instalación de los piezómetros	55
Figura 4-6. Sonda eléctrica utilizada en la determinación de la posición del nivel freático	56
Figura 4-7. Analizador de distribución de tamaños de partículas Coulter-LS130	57
Figura 4-8. Equipo para la medición de la retención de humedad	59
Figura 4-9. Permeámetro de cabeza variable	61
Figura 5-1. Mosaico fotogeológico de la zona de estudio	62
Figura 5-2. Geología y ubicación de los puntos de muestreo y ensayos	65
Figura 5-3. Perfil típico de las cenizas volcánicas en la Terraza de Llanogrande	66
Figura 6-1. Comportamiento de algunas propiedades físicas en el perfil propuesto	73
Figura 6-2. Distribución granulométrica por horizontes punto 12	76
Figura 6-3. Distribución granulométrica por horizontes punto 14	77
Figura 6-4. Distribución granulométrica por horizontes punto 15	78
Figura 6-5. Conductividades hidráulicas saturadas por horizontes	83
Figura 6-6. Curvas características punto 14	86
Figura 6-7. Humedad promedia a CC y PM en los distintos horizontes	87
Figura 6-8. Relación entre la humedad a 0.3 bares y a 15 bares para todas las muestras	88
Figura 6-9. Relación entre la humedad retenida a 0.3bares y a 15bares para los tres primeros horizontes	89

Figura 7-1. Ubicación de los ensayos de infiltración	92
Figura 7-2. Curva típica de infiltración	93
Figura 7-3. Variación espacial en el punto 13	94
Figura 7-4. Variación espacial en el punto 15	95
Figura 7-5 Cambio en la infiltración en el punto 15 con el tiempo	97
Figura 7-6. Cambio en la infiltración en el punto 14 con el tiempo	98
Figura 7-7. Cambio en la infiltración en el punto 13 con el tiempo	99
Figura 7-8. Cambio en la infiltración en el punto 3 con el tiempo	101
Figura 7-9. Efectos de la reposición en la tasa de infiltración	104
Figura 8-1. Estación climatológica La Selva Corpoica	106
Figura 8-2. Precipitación promedia mensual multianual	107
Figura 8-3. Precipitación mensual últimos tres años	108
Figura 8-4. Precipitación mensual últimos tres años	108
Figura 8-5. Comparación datos estaciones San Pablo y La Selva	109
Figura 8-6. Evaporímetro estación La Selva	110
Figura 8-7. Evapotranspiración real para los dos últimos años método del tanque	112
Figura 8-8. Evapotranspiración potencial para los dos últimos años – García López	114
Figura 8-9. Evapotranspiración potencial para los dos últimos años – Hargreaves	116
Figura 8-10. Evapotranspiración potencial para los dos últimos años – Christiansen	118
Figura 8-11. Evapotranspiración real para los dos últimos años, Cenicafe – Budyko	120
Figura 8-12. Evapotranspiración real para los dos últimos años, Christiansen – Budyko	121
Figura 8-13. Evapotranspiración real para los dos últimos años, Hargreaves – Budyko	122
Figura 8-14. Evapotranspiración real para los dos últimos años, García López – Budyko	123
Figura 8-15. Fluctuación del nivel freático	130
Figura 8-16. Comparación fluctuación del nivel freático con la precipitación acumulada	131
Figura 8-17. Correlación entre precipitación acumulada y la posición del nivel freático	132
Figura 8-18. Correlación entre P-ETR y la posición del nivel freático	133
Figura 8-19. Volumen de control para el balance de masas	136
Figura 8-20. Aforos en la quebrada El Hato	140
Figura 8-21. Curva de recesión Quebrada El Hato	141



## LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 3-1. Aplicabilidad en el tiempo de los métodos de cálculo de la recarga	48
Tabla 4-1. Fotografías aéreas de la zona de estudio	50
Tabla 5-1. Ubicación de las perforaciones	64
Tabla 5-2. Horizontes diagósticos	67
Tabla 6-1. Resultados parámetros físicos	71
Tabla 6-2. Resumen información Tabla 6-1	72
Tabla 6-3. Distribución de la porosidad por horizontes	72
Tabla 6-4. Gravedad específica por horizontes	73
Tabla 6-5. Densidad aparente por horizontes	74
Tabla 6-6. Valores de densidad aparente	74
Tabla 6-7. Estadísticos básicos distribución granulométrica muestras punto 12	76
Tabla 6-8. Estadísticos básicos distribución granulométrica muestras punto 14	77
Tabla 6-9. Estadísticos básicos distribución granulométrica muestras punto 15	78
Tabla 6-10. Resultados parámetros hidráulicos	80
Tabla 6-11. Resumen información Tabla 6-10	81
Tabla 6-12. Conductividad hidráulica saturada según Kutilek (1994)	81
Tabla 6-13. Conductividad hidráulica saturada por horizontes	82
Tabla 6-14. Resultados retención de humedad	85
Tabla 6-15. Humedad volumétrica a 0.3bares de tensión por horizontes	87
Tabla 6-16. Humedad volumétrica a 15bares de tensión por horizontes	87
Tabla 6-17. Reserva útil por horizontes	90
Tabla 7-1. Ubicación de los ensayos de infiltración	91
Tabla 7-2. Infiltración en el punto 15	96

Tabla 7-3. Infiltración en el punto 14	97
Tabla 7-4. Infiltración en el punto 13	99
Tabla 7-5. Infiltración en el punto 3	100
Tabla 7-6. Clasificación de las velocidades de infiltración (cm/h)	102
Tabla 7-7. Velocidad de infiltración para diferentes suelos	103
Tabla 7-8. Relación humedad antecedente – infiltración inicial puntos 14 y 15	103
Tabla 8-1. Valores de K para diferentes cultivos	111
Tabla 8-2. Valores promedios mensuales de Ha	115
Tabla 8-3. Valores promedios de horas de sol, N	117
Tabla 8-4. Valores de ETP para el año 2002	119
Tabla 8-5. Valores de ETR para el año 2002	124
Tabla 8-6. Escorrentía superficial estimada con el método del número de curva	126
Tabla 8-7. Cambios en la humedad volumétrica	128
Tabla 8-8. Comparación humedad volumétrica, precipitación acumulada y posición del nivel freático para punto 15	129
Tabla 8-9. Rango de valores de “specific yield” (Sy)	135
Tabla 8-10. Estimación de la recarga método de la fluctuación del nivel freático	135
Tabla 8-11. Recarga (en mm) por los métodos empleados	144

## **DEDICATORIA**

“ESTE TRABAJO, COMO CASI TODAS LAS ACCIONES EN MI VIDA, ESTÁ DEDICADO A MI FAMILIA, PERO MUY ESPECIALMENTE A LA PULGA QUE VIENE EN CAMINO”

JIT

## **AGRADECIMIENTOS**

El autor expresa sus más sinceros agradecimientos y reconocimiento a:

- Maria Victoria Vélez O. y Luis Fernando Carvajal S. Amigos y asesores de este proyecto, por su valioso acompañamiento a lo largo de él.
- Marcela Jaramillo U. y Daniel Fernando Arias compañeros incansables quienes hicieron este trabajo mejor y más divertido.
- Conrado Tobón Marín por su ayuda en el planteamiento del problema.
- Jaime Ignacio Vélez U. (Nacho) por sus oportunos comentarios y correcciones que sin lugar a dudas enriquecieron esta investigación.
- Fabián Hoyos Patiño, Remberto Renhals y Fredy López por su interés y acompañamiento.
- Laboratorio de Geotecnia de la Facultad de Minas y muy especialmente a Libardo de Jesús Gómez Graciano por su importante colaboración en la realización de los ensayos de suelos.
- Laboratorio de Riegos y Drenajes – Augusto Girón – por su gran ayuda en la realización de los ensayos de infiltración, retención de humedad y densidad aparente.
- CORPOICA (Estación La Selva) por la información climática.
- CEAGRO (Universidad Nacional de Colombia) por la información pluviométrica de la estación San Pablo.
- Los habitantes de la región que gentilmente nos dejaron perforar y realizar los ensayos en sus fincas.

## RESUMEN

La zona de Llanogrande es una región fundamental en el desarrollo de Antioquia y es la de más rápido crecimiento poblacional, comercial e industrial del Departamento. Esto hace que se demande grandes cantidades de agua, siendo la subterránea una de las principales fuentes actuales y hacia el futuro.

Con este trabajo se pretende aportar al conocimiento de la dinámica del agua en la zona vadosa de la Terraza de Llanogrande (Rionegro – Antioquia), a partir de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo en sus horizontes diagnósticos.

En esta investigación se realizaron 15 perforaciones con un barreno manual tipo “Auger”, en un área de 18 km<sup>2</sup>, para muestrear los diferentes horizontes diagnósticos en el perfil del suelo. Algunas de esas perforaciones (siete) se repitieron en condiciones climáticas diferentes para cuantificar la variación en la humedad del suelo, por ser éste uno de los parámetros más importantes en estos estudios. A las muestras obtenidas (90 en total) se les realizaron una serie de análisis de laboratorio (1034 ensayos) para determinar sus propiedades físicas e hidráulicas. Con esta información se pudo determinar que las cenizas volcánicas (principal constituyente de la zona vadosa en el área) están conformadas por seis horizontes, los cuales se pueden dividir en dos grupos en la vertical de acuerdo con sus características físicas e hidráulicas, seguramente como resultado de los diferentes eventos volcánicos que les dieron origen.

Los siete puntos para los ensayos de infiltración se ubicaron en los mismos sitios de los sondeos, para correlacionarla con las propiedades halladas en el suelo. Las pruebas se realizaron con un infiltrómetro de anillo doble y algunas se hicieron dos, tres y hasta cuatro veces tratando de evaluar la variabilidad espacial y temporal del fenómeno.

Se encontró que la Infiltración básica ( $I_b$ ) no es una constante en cada punto del terreno sino que, en suelos estratificados como los de este estudio, es dependiente de la conductividad hidráulica saturada del horizonte donde se encuentre el nivel freático. Además, se evidenció

que la variabilidad local de la infiltración en la Terraza es mínima para distancias alrededor de los 20 m.

La información meteorológica se obtuvo de la Estación La Selva de CORPOICA, con ella se pudo estimar la evapotranspiración por cinco métodos todos en un rango de valores bastante estrecho, el que arrojó valores más elevados fue el de Hargraves. La escorrentía superficial se estimó con el método del número de curva (Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos) el cual, en principio, parecía producir valores altos pero éstos son entendibles cuando se tiene en cuenta que los períodos evaluados fueron bastante lluviosos por lo cual los suelos presentaban humedades antecedentes relativamente altas, lo que hace que la escorrentía sea alta también. Para evaluar la recarga se utilizaron dos métodos: el de fluctuación del nivel freático para lo cual se instalaron tres piezómetros, que fueron monitoreados durante diez meses, encontrando que la recarga está entre el 10% y el 30% de la precipitación acumulada en el período de tiempo evaluado. Además, se pudo determinar que la lluvia acumulada en los trece días anteriores, a la determinación de la posición del nivel freático, es la que más incidencia tiene en su posición. El segundo método utilizado fue el de balance de aguas, el cual se analizó de dos maneras diferentes: mirándolo por la zona vadosa (balance más tradicional) y por la zona saturada (dependiente del flujo base de las corrientes superficiales). Comparando los métodos entre sí se encontró que arrojan valores relativamente cercanos y con el mismo comportamiento en cuanto a la consideración de recarga o descarga. El método de balance por la zona saturada y el de fluctuación del nivel freático, en el período de tiempo donde se pueden comparar todos, presentan los valores más altos y bajos respectivamente.

**Palabras Claves:** Zona vadosa, Cenizas volcánicas, Hidrología, Infiltración, Infiltración básica, Llanogrande, Recarga de acuíferos, Contaminación de acuíferos.

## ABSTRACT

The Llanogrande area is an important region in the development of Antioquia and it is growing very fast in population, trade and industry. This means that it demands large quantities of water, groundwater being one of the main sources today and in the future.

Here we present the study of the water dynamics in the vadose zone of the Llanogrande Terrace (Rionegro - Antioquia), where information was obtained from the hydraulic and physical properties of soil, in diagnostic horizons.

In this investigation 15 perforations were made with an Auger driller in an area of 18 km<sup>2</sup>, sampling the different diagnostic horizons in the soil profile. Some perforations (seven) were repeated under different weather conditions to quantify the soil humidity variation, as this is one of the most important parameters in these studies. Samples obtained (90 in total) were analyzed in the laboratory (1034 test) to determine their hydraulic and physical properties. With this information we determined that the volcanic ash (principal constituent of the vadose zone in the area) comprises six diagnostic horizons, which can be divided into two groups on the vertical, according to their hydraulic and physical characteristics, probably as result of the different volcanic events that originated them.

Seven points selected for to make the infiltration tests were located at the same places of the drills, looking for correlation between infiltration and soil properties. The test were performed with a double ring infiltrometer and some of them were made two, three and even four times in order to evaluate the spatial and temporal variability of the phenomena.

It was found that Basic Infiltration ( $I_b$ ) is not constant in each point but, in stratified soils, it is a function of the saturated hydraulic conductivity of the horizon where the water table is found. Furthermore, it became clear that the local variability is minimal in the terrace for distances of approximately 20 m.

The meteorological information was obtained from the La Selva station of CORPOICA, with which we estimated the evapotranspiration using five different methods, all of which yielded a close range of values. The highest values were given by the Hargraves method. The surface runoff was estimated with the SCS Curve Number (US Soil Conservation Service) which, appeared to produce high values, but these can be explained when we consider that the results were obtained during the rainy season, therefore the soil moisture as well as the runoff were high. To evaluate the recharge, two methods were used: The water level measurements: three piezometers were installed, which were monitored during 10 months. We found that the recharge is between the 10% and 30% of the accumulated rain in the evaluated time span. Moreover, we determinate that the accumulated rain during the previous 13 days has the highest influence on the water table position. The second method used was the water balance, which was analyzed in two different ways: in the vadose zone (more traditional balance) and in the saturated zone (depending of base flow of the rivers). Comparison of the methods used to estimate the recharge, showed similar values and the same recharge or discharge behavior. The method of balance by the saturated zone and the water table fluctuation shows higher and lower values respectively.

**Keywords:** Vadose zone, Volcanic ash, Hydrologic. Infiltration, Basic infiltration, Llanogrande, Aquifers recharge, Aquifers contamination.



## 1. INTRODUCCIÓN

La Universidad Nacional ha estudiado a través de dos proyectos de asesoría para la Corporación Autónoma Regional Rionegro - Nare, CORNARE, el comportamiento de los acuíferos de la zona del altiplano de San Nicolás, ubicado en la cuenca del río Negro. En el primer estudio se llevó a cabo una evaluación preliminar del potencial acuífero de esta zona (Universidad Nacional, 1997) y en el segundo, se hizo una caracterización estratigráfica más detallada, a partir de sondeos geoelectricos verticales (Hoyos y otros, 2001). En esta segunda etapa se recomendó una fase posterior en la que se estudiara la hidrología de la zona vadosa en el área a la luz de los parámetros físicos e hidráulicos del suelo. A partir de allí se propuso esta investigación, con la ventaja de que en estos dos trabajos anteriores ya se había recolectado gran cantidad de información climática, geológica, geofísica e hidrológica del área específica donde se planteó este proyecto.

La dinámica del agua en la zona vadosa es una componente integral del ciclo hidrológico.

Entender el movimiento del agua en esta zona y su cuantificación es esencial para comprender algunos procesos tan importantes como: la infiltración, la percolación, la escorrentía, la evapotranspiración, la recarga de acuíferos y la tasa de aporte a los caudales máximos y mínimos de las corrientes de agua, el movimiento de contaminantes a través del suelo, la susceptibilidad de un acuífero a la contaminación y en el control de erosión, entre otros (Hillel, 1998).

En la zona del Altiplano de San Nicolás, y en especial en la terraza conocida como Llanogrande, no existe suficiente información de la dinámica del agua en el suelo, no se han caracterizado exhaustivamente sus propiedades físicas e hidráulicas tendiente a definir sus efectos sobre el movimiento del agua. Esta es una zona, donde por su crecimiento poblacional, el agua empieza a ser un recurso al que se le debe prestar mucha atención, más

aún cuando la subterránea es en este momento y hacia el futuro la mayor fuente para el abastecimiento de agua potable de la región.

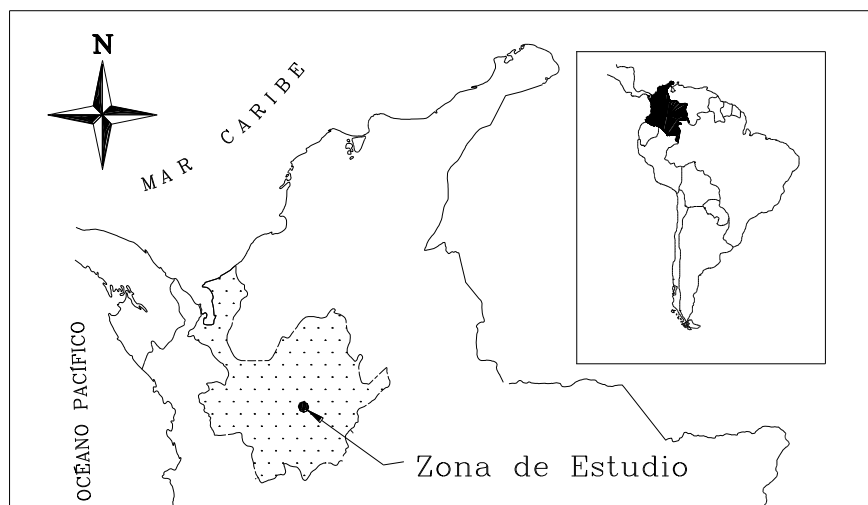
Estimar la recarga de acuíferos por los métodos tradicionales de balance de masa, donde se supone que no hay cambio en la humedad del suelo en períodos largos de tiempo, lo cual es parcialmente cierto, implica márgenes de error altos especialmente cuando se realiza el balance en períodos cortos de tiempo (seis meses o menos). Dichos errores se pueden reducir si se considera la influencia de la zona no saturada del suelo y su intercambio de humedad con la atmósfera y el acuífero, lo cual es sólo posible cuando se conocen las propiedades físicas e hidráulicas y especialmente el cambio en el contenido de humedad del suelo en el tiempo.

Con este estudio se pretende contribuir al conocimiento de la dinámica del agua en los diferentes horizontes de la zona vadosa en la Terraza de Llanogrande, a partir del conocimiento de sus propiedades físicas e hidráulicas. Se evaluará la variabilidad espacial local y temporal de la infiltración y su relación con parámetros del suelo como la conductividad hidráulica saturada, humedad antecedente y textura. Se estimará la recarga del acuífero por diferentes métodos, haciendo especial énfasis en el balance de agua. El balance se hará desde dos ópticas, viéndolo por la zona vadosa y por la saturada.

## 2. ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1 LOCALIZACIÓN

El área de trabajo está localizada en la parte norte de la Cordillera Central de Colombia, a unos 55km al oriente de la ciudad de Medellín, en jurisdicción del municipio de Rionegro, entre las coordenadas N: 1166000 E: 848000 y N: 1174000 E: 856000 con origen en Bogotá. Son 64 km<sup>2</sup> aproximadamente, ubicados en las planchas 147-IV-C-1, 147-IV-A-3, 147-III-D-2 y 147-III-B-4 del Instituto Geográfico “Agustín Codazzi” IGAC, de 1982, escala 1:10000 (Figura 2-1).



**Figura 2-1. Localización del área de estudio.**

De los 64 km<sup>2</sup> considerados inicialmente, el área efectiva de trabajo se redujo después de hacer la fotointerpretación, pues se encontró que la terraza está desmembrada (Figura 5-2) presentando unas pequeñas porciones al norte de la zona, separadas de la masa principal por la vega aluvial del Río Negro las cuales tienen poco interés desde el punto de vista hidrogeológico. Siendo así, el área donde se realizaron los ensayos de infiltración corresponde a la masa principal (zona de color azul clara en la figura 5-2) con 18 km<sup>2</sup> de extensión.

## 2.2 VÍAS DE ACCESO

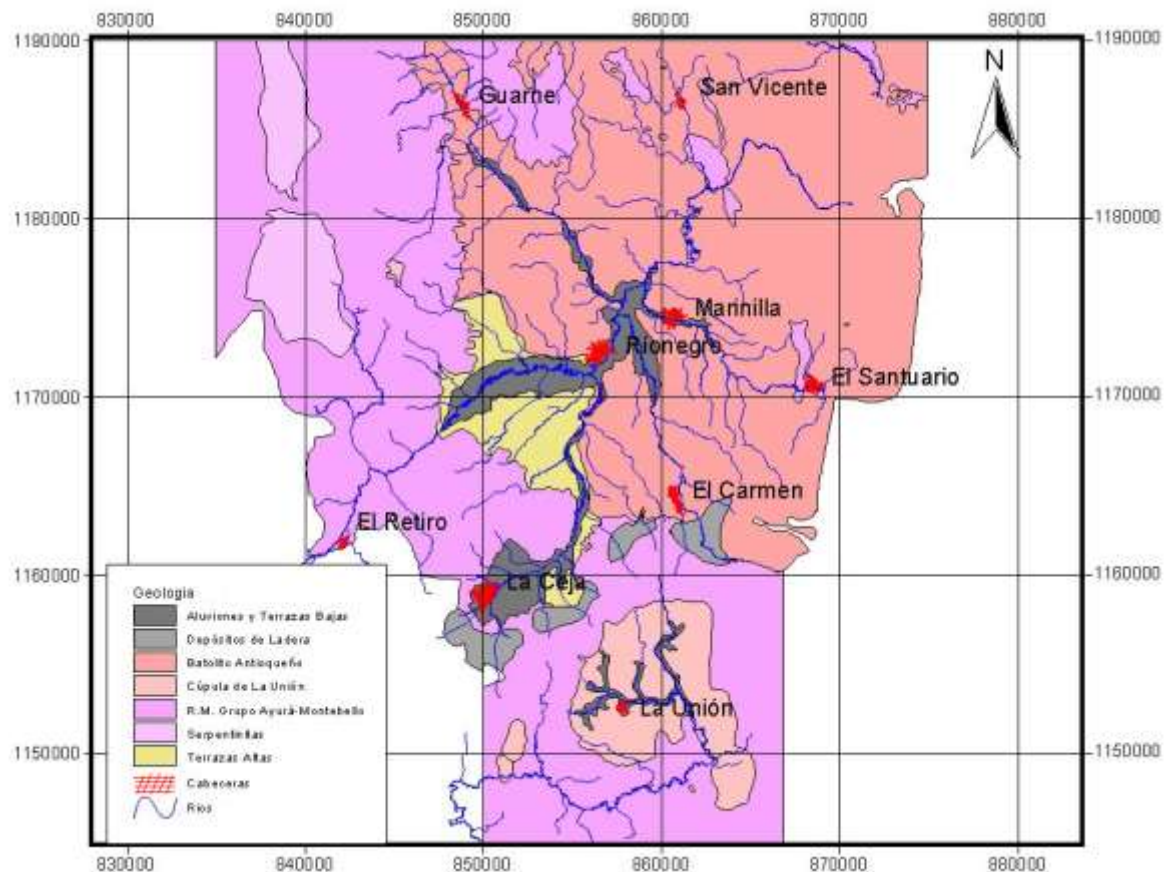
A la zona se puede llegar desde Medellín por varias vías: la autopista Medellín – Bogotá, la carretera Santa Elena o Las Palmas. Desde ésta última se puede acceder por la variante al aeropuerto internacional José María Córdova o por Don Diego.

## 2.3 CLIMA

La temperatura promedio varía entre 17 °C y 20 °C (HIDRAMSA, 1997) con dos períodos mayores de lluvia entre abril – mayo y septiembre – noviembre, intercalados con dos períodos menos húmedos entre diciembre – marzo y junio – agosto. La precipitación media anual es de 2150 mm (MASORA, 1996).

## 2.4 GEOLOGÍA REGIONAL

De la Geología regional de la zona se encuentra abundante información desde el trabajo de Ospina (1911), seguido por los de Sheibe (1919), Posada (1936) y Botero (1963). Recientemente INGEOMINAS ha realizado varios trabajos como los de Álvarez (1983) y González (1980, 1996), los cuales han sido bien sintetizados en el Informe de Hoyos y otros (2001). A continuación se presenta una breve descripción de las unidades rocosas y formaciones superficiales presentes en la zona (Figura 2-2).



**Figura 2-2. Mapa geológico regional (Tomado de Hoyos y otros, 2001)**

**2.4.1 Rocas Metamórficas:** **Pertenecientes a lo que Botero (1963) denominó Grupo Ayurá – Montebello y que, posteriormente, Restrepo y Toussaint (1987) redefinieron como Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central. Corresponden a granulitas, migmatitas, esquistos y anfibolitas, asociadas a zonas de pendiente fuerte e interés relativamente bajo como áreas de recarga y desde el punto de vista de su potencial acuífero (Universidad Nacional – CORNARE, 1997).**

**2.4.2 Rocas Ígneas:** **El principal cuerpo ígneo en la zona de estudio es el Batolito Antioqueño. Las facies más abundantes, en su orden, son granodiorita, tonalita y cuarzodiorita. Al sur del área aflora la Cúpula o Stock de La Unión que al parecer está relacionado petrológica, pero no genéticamente, con el Batolito Antioqueño.**

**2.4.3 Terrazas y Depósitos Aluviales:** **Asociadas principalmente al río Negro y a las quebradas La Mosca, Marinilla, Cimarrona y La Pereira. Durango (1975) definió**

**cinco niveles de terrazas, Page y James (1981) identificaron ocho y Hoyos et al. (2001) proponen uno adicional por encima del más alto, es decir, nueve niveles de terrazas. Los depósitos están constituidos, generalmente, por gravas y arenas con un contenido menor de limos y arcillas. Estos depósitos constituyen la principal unidad hidrogeológica del oriente antioqueño (Universidad Nacional – CORNARE, 1997), de ahí uno de los intereses en estudiarla en detalle.**

En el caso específico de la terraza de Llanogrande, Hoyos y otros (2001) la denominaron la número seis (6) y la describen así “Esta, la más extensa de todas las terrazas identificadas, ocupa la zona conocida como Llano Grande, en la cota 2125, con una ligera pendiente hacia el Este. Los depósitos de esta terraza están formados básicamente por arenas, limos y gravas interestratificados, sobre suelo residual de rocas del Batolito Antioqueño; su espesor máximo es de 25 m, pero en la mayor parte de su extensión apenas alcanza un par de metros y frecuentemente no pasa de 0,5 m”. Se elige ésta por ser la más extensa, contar con buena información climática y geológica, por tener una pendiente propicia para la aplicación de los modelos empíricos de infiltración y porque por sus condiciones permitiría extrapolar la información obtenida a áreas similares, en cuanto a morfología y estratigrafía, que son abundantes en la región del altiplano de San Nicolás.

**2.4.4 Depósitos de Vertiente: Corresponden principalmente a flujos de lodo y/o escombros, coluviones y algunos pequeños conos de deyección y son producto de movimientos en masa que recubre áreas importantes de las vertientes del oriente antioqueño.**

**2.4.5 Cenizas Volcánicas: Constituyen la formación superficial más importante de la zona y recubren concordantemente la topografía (Posada, 2000). Estas cenizas provienen del macizo volcánico Ruiz – Tolima y tienen un espesor aproximado de 2 m. Están fuertemente meteorizadas dando origen a los actuales suelos, conocidos como andisoles del Oriente Antioqueño.**

## **2.5 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL**

En la zona se pueden identificar diferentes unidades geomorfológicas relacionadas con la evolución de la Cordillera Central, en sus distintas etapas de levantamiento y erosión y con el proceso de meteorización diferencial, las cuales son: unidad de colinas, unidad de montañas y unidad de relieve plano a suavemente ondulado (Vera, 2001).

**2.5.1 Unidad de Colinas: Está constituida principalmente por el Batolito Antioqueño. Presenta formas alargadas a redondeadas y alturas promedio de 80 m a 100 m (Hermelín, 1992). Su morfología es ligeramente escarpada, con pendientes entre 20° y 40°, con disección profunda y drenaje dendrítico denso (Arango y otros, 1990). Dentro de esta unidad se identifica una subunidad de colinas bajas, con alturas inferiores a 60 m, pendientes entre 20° y 30° y valles cóncavos a causa de rellenos aluviales posteriores a su formación que a menudo presentan mal drenaje natural (Hermelín, 1976).**

**2.5.2 Unidad de Montañas: Constituida principalmente por rocas metamórficas y abarca las divisorias de agua al sur y al occidente del área de estudio. Se caracteriza por vertientes fuertes y cuchillas muy altas con una elevación promedio de 125 m sobre el nivel del río Negro, con alturas entre 2400 m.s.n.m y 2800 m.s.n.m, su morfología es escarpada, con pendientes promedio de 30° y drenaje subparalelo a subangular (Vera, 2001). Las montañas medias tienen una altura inferior a los 125 m pero tienen características similares a las montañas altas.**

**2.5.3 Unidad de Relieve Plano a Suavemente Ondulado: Está conformada por las terrazas y los depósitos aluviales y/o de vertiente, con alturas que varían entre 2100 m.s.n.m y 2150 m.s.n.m., relieve con ondulaciones suaves a localmente plano y drenaje de tipo meándrico a dendrítico. Los depósitos aluviales están asociados a los cauces de los ríos principales y se ven muchas veces aumentados por los materiales erosionados de las vertientes adyacentes (Vera, 2001). Los depósitos de vertiente están asociados a las zonas de contacto entre las rocas metamórficas y las ígneas (Duque y Oyola, 1989).**

### **3. ESTADO DEL ARTE**

La zona vadosa, conocida como zona de aireación, corresponde a aquella porción del suelo desde el nivel freático hasta la superficie, es decir, no es una fracción de espesor constante porque varía con la fluctuación del nivel freático. Dentro de la zona vadosa el suelo normalmente está no saturado, sus poros están sólo parcialmente llenos de agua por eso algunos investigadores la denominan zona no saturada, pero en algunos tramos puede estar totalmente saturada formando acuíferos colgados o como en el caso de la zona capilar que normalmente está saturada pero es parte fundamental de la zona vadosa, por eso zona vadosa no es un sinónimo de zona no saturada (Stephens, 1996).

Se aceptan las siguientes características como distintivas de la zona vadosa:

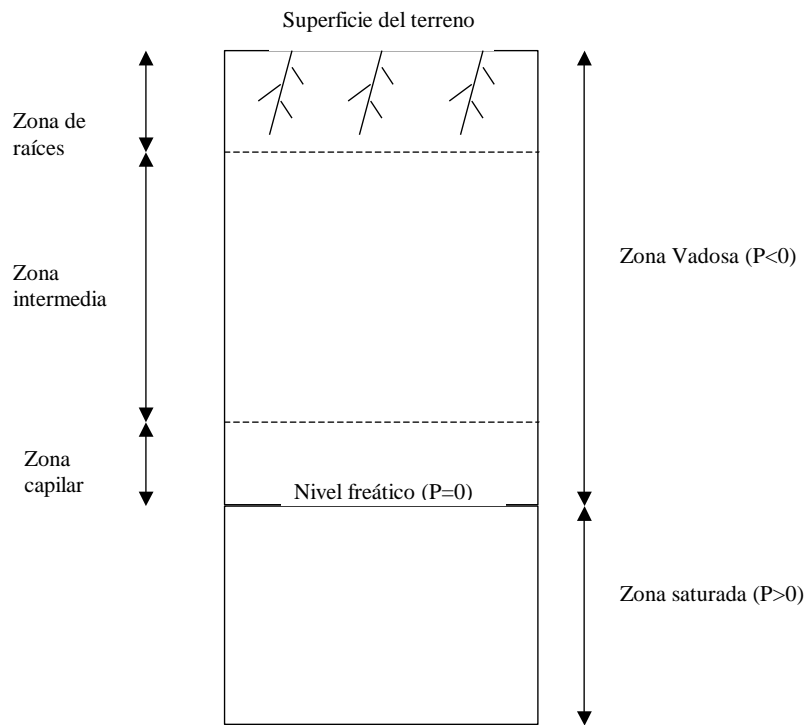
- Medio geológico entre la superficie del terreno y el nivel freático
- La presión del agua es usualmente menor que la atmosférica por lo que se dice que está sometida a tensión o succión, aunque en algunas áreas puede ocurrir saturación completa y presión positiva.

Jury (1999) en su artículo “Present directions and future research in vadose zone hydrology” muestra que en la actualidad se están trabajando, en orden de importancia, los siguientes temas: Medición de las propiedades hidráulicas, experimentos y monitoreo de flujo, escala regional y variabilidad espacial, flujos inestables o preferenciales, modelamiento y monitoreo del flujo del agua y del transporte de solutos, indicando que este tipo de trabajos de investigación es de actualidad e interés en el ámbito mundial.



### 3.1 ESTRUCTURA DE LA ZONA VADOSA

Esta se puede dividir desde superficie hasta el nivel freático en subzona de raíces, intermedia y capilar (Figura 3-1).



**Figura 3-1. Estructura de la zona vadosa**

**3.1.1 Subzona de raíces:** Es la profundidad hasta la cual las raíces son capaces de penetrar para sostenimiento físico de las plantas pero esencialmente para extraer agua y nutrientes fundamentales para su desarrollo y supervivencia. En este sentido la zona de raíces está constituida por las raíces delgadas que son las encargadas de esta función. Esta es la zona más dinámica del suelo en cuanto al movimiento del agua por la absorción que ellas hacen y porque debido a su desarrollo, a la actividad biológica y a los procesos físico-químicos que dan lugar a los distintos horizontes del suelo, la porosidad y la permeabilidad suelen ser mayores en esta subzona que en las adyacentes (Varela, 1993).

**3.1.2 Subzona intermedia:** Es una zona mucho menos dinámica con respecto al movimiento del agua y guarda los eventos de humedecimiento que ocurren en la superficie o en el nivel freático. Su contenido de humedad permanece más o menos constante porque la velocidad de flujo es lenta, lo cual la convierte en un freno para los contaminantes pues en ésta pueden permanecer durante años.

**3.1.3 Subzona capilar:** Es inmediatamente arriba del nivel freático y por tener unos poros más pequeños es donde se produce el fenómeno de capilaridad. Se puede entender también como el área de intercambio entre la zona saturada y la de aireación.

En general en la zona vadosa la presión es menor a cero (el agua está sujeta a succión) por estar los poros parcialmente saturados o únicamente llenos de aire. Sin embargo, dentro de ella pueden existir parches saturados con presión mayor a cero. En la superficie del nivel freático se considera que la presión es igual a cero ( $P = 0$ ) (Guymon, 1994).

## 3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA VADOSA

En el estudio de la hidrología de la zona vadosa una de las principales características de las regiones de alta montaña en el trópico es la falta de información científica básica, específicamente la caracterización de las propiedades físicas e hidráulicas y la ausencia casi total de series de tiempo sobre variables como la humedad. En términos generales, los procesos más importantes relacionados con la hidrología de los suelos son la infiltración, el cambio en la humedad, la evapotranspiración, la conductividad hidráulica y los flujos superficiales y subsuperficiales (Hillel, 1998).

**3.2.1 Parámetros físicos:** Los más importantes de estimar en este tipo de estudio son:

**Textura:** Definida por la distribución, tamaño y forma de las partículas del suelo. Esta característica determina en parte la capacidad de aireación, infiltración, retención de humedad, distribución de raíces y la conductividad hidráulica del suelo.

**Estructura:** Es la forma que toman los agregados e indica el grado de desarrollo de los suelos. Algunas técnicas de laboratorio permiten conocer el grado de desarrollo de los agregados del suelo, como son la técnica de Yoder (Yoder, 1936) y la de acción de líquidos solventes y agentes de alteración de los agregados, pero lo más usual es reconocerlas a simple vista en el campo.

**Densidad aparente:** Es una de las características del suelo que reviste mayor importancia desde varios puntos de vista, porque permite conocer el volumen que ocupan las partículas del suelo y el de los espacios vacíos (micro, meso y macroporos), los cuales potencialmente pueden ser ocupados por el agua. Con este parámetro se puede convertir la humedad gravimétrica en volumétrica (más usada en balances hidrológicos) y estimar el coeficiente de expansión lineal. Además, se utiliza para clasificar los suelos orgánicos y derivados de cenizas volcánicas; en fertilidad, para calcular la masa de la capa arable y en riegos para calcular la lámina de agua.

La densidad aparente puede ser expresada matemáticamente por la relación de la masa del suelo seco ( $M_s$ ) y el volumen total ( $V_t$ ) de los componentes del suelo (suelo, agua y aire):

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} = \frac{M_s}{V_s + V_w + V_a} \quad (3-1)$$

La unidad de medida son gramos por centímetro cúbico (IGAC, 1990).

**Porosidad:** Este parámetro es en realidad un indicativo del volumen relativo de los poros del suelo y puede ser determinado en forma indirecta a través de la relación entre el volumen de vacíos ( $V_f$ ) y el volumen total de la muestra ( $V_t$ ). Indirectamente el volumen de cada componente del suelo puede ser determinado a través de la evaluación del contenido de humedad volumétrica ( $\theta_v$ ) del suelo, de donde se deduce la masa de esta humedad ( $M_w$ ), después de haber determinado el volumen de sólidos del suelo.

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_w + V_a} \quad (3-2)$$

Con:

Va: Volumen de aire

Vw: Volumen de agua

Vs: Volumen de sólidos

Para la determinación de la porosidad del suelo no existen métodos directos, por lo tanto se debe hacer en forma indirecta. Sin embargo, se puede calcular el volumen de vacíos en el suelo si se toma la muestra no disturbada y se ejerce suficiente presión sobre ella (> 15 bares) con el fin de comprimir los sólidos produciendo un reacomodamiento de las partículas obligándolas a ocupar los espacios vacíos. La diferencia entre el volumen inicial y el volumen resultante después de presionar la muestra da una aproximación de  $V_f$ .

### 3.2.2 Parámetros hidráulicos:

**3.2.2.1 Humedad:** La humedad está afectada por las propiedades físicas del suelo y su pendiente. De ella depende la tasa de infiltración y la conductividad hidráulica o capacidad para transmitir el agua infiltrada (Hillel, 1998). Este parámetro es el eje central para la determinación de la hidrología de la zona vadosa. Se puede estimar la gravimétrica o la volumétrica. Para estimar la humedad gravimétrica, que es el método más común, se aplica la siguiente ecuación:

$$\theta_g = \frac{M_w}{M_s} \quad (3-3)$$

La humedad volumétrica permite una mejor inferencia de la relación suelo-agua-aire y se puede determinar mediante la siguiente expresión:

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (3-4)$$

Esta humedad volumétrica puede también ser determinada a partir de datos de humedad gravimétrica y de la densidad aparente de cada suelo.

La humedad se puede determinar por varios métodos en laboratorio o en campo tales como: el gravimétrico, prueba de neutrones, la atenuación gamma-gamma, sensores eléctricos o de capacitancia, reflectometría (TDR- Time Domain Reflectometry), etc.

**3.2.2.2 Infiltración:** Es el hecho físico en el cual el agua penetra al suelo desde la superficie del mismo. En ese proceso el agua puede moverse en diferentes direcciones: vertical, horizontal y radial. Existen numerosas técnicas disponibles para estimar las tasas de infiltración: balances de agua en el suelo, lisímetros, métodos basados en la ley de Darcy, métodos electromagnéticos, balances de salida de agua subterránea, medidas de caudal base en los ríos, estudio de las fluctuaciones de los niveles piezométricos de los acuíferos, trazadores químicos e isótopos, modelos basados en el balance hídrico y modelos numéricos basados en la ecuación de Richards. Sin embargo, la aplicación de ninguno de estos métodos es fácil, básicamente por la variación espacio temporal de los parámetros involucrados en la infiltración. En el presente estudio esta propiedad se midió en campo buscando la aproximación al entendimiento de la física del fenómeno en la zona sin entrar en modelaciones matemáticas. Los principales métodos de medición en campo son los simuladores de lluvia, infiltrómetros de anillo doble que son los más populares y los infiltrómetros de tensión (Jury, 1999).

Para la modelación del fenómeno de infiltración se han desarrollado múltiples ecuaciones. Entre ellas se destacan las empíricas, las conceptuales y las fundamentadas en la microfísica del movimiento del agua al interior del suelo, que consideran las propiedades hidráulicas de los suelos. En el primer grupo están los modelos empíricos, los cuales se presentan en forma de ecuaciones simples, desarrolladas para sitios particulares con

condiciones específicas. En el segundo grupo, se encuentran ecuaciones basadas en representaciones conceptuales simples como la de Green - Ampt y otras ecuaciones teóricas que se basan en la ecuación de continuidad y la ecuación de Darcy-Buckingham para el flujo a través de los poros del suelo parcialmente saturado. En el tercer grupo, el flujo es representado mediante ecuaciones diferenciales no lineales de las que aún no se tiene solución analítica (Focker – Planck o Richards), en la literatura se encuentran soluciones analíticas o numéricas de diferentes esquemas de simplificación y/o linealización de éstas.

Por la complejidad de la representación y las necesidades de información de condiciones de borde, de frontera y de parámetros, la utilización práctica de los modelos más complejos aún se reduce al análisis de sistemas teóricos, a sistemas simples con suelos homogéneos, o a columnas preparadas en el laboratorio. En la realidad, en el campo se encuentran condiciones de heterogeneidad en el suelo y muchas veces el predominio del flujo en los macroporos, condiciones que se alejan de los supuestos de los modelos teóricos.

El grupo de modelos más utilizados para representar el fenómeno de infiltración de agua en el suelo son los empíricos, los cuales se presentan en forma de ecuaciones simples, cuyos parámetros se derivan ajustando ecuaciones a las características físicas del suelo como la cantidad de agua infiltrada en un tiempo dado. Enmarcado dentro de este proyecto pero realizado mediante un Trabajo Dirigido de Grado de Ingeniería Civil se buscó cual es la ecuación empírica que mejor representa la infiltración en esta zona y se encontró que era la de Kostiakov (Arias, 2002). Las principales ecuaciones basadas en métodos empíricos son:

**- Ecuación de Kostiakov (1932):** propuso la siguiente ecuación para estimar la infiltración donde  $i$  es la tasa de infiltración en un tiempo  $t$ , y  $\alpha$  y  $\beta$  son constantes:

$$i(t) = \alpha t^{-\beta} \quad (3-5)$$

Las constantes  $\alpha$  y  $\beta$  se encuentran ajustando la anterior ecuación a datos experimentales de infiltración acumulada vs tiempo. La ecuación de Kostiakov describe la infiltración muy bien para períodos cortos, pero es menos confiable para intervalos de tiempo largos.

- **Ecuación de Horton:** Propuesta en 1950, para determinar la tasa de infiltración:

$$i = i_c + (i_o - i_c) \exp(-kt) \quad (3-6)$$

Donde:

f: tasa de infiltración en un tiempo t en mm/h.

fc: tasa de infiltración después de un tiempo muy largo (>3horas), se le conoce también como infiltración base o básica que se da cuando el suelo está completamente saturado en mm/h.

f<sub>0</sub>: tasa inicial en mm/h.

t: tiempo en horas

k: constante que representa la tasa de decrecimiento de esa capacidad. Es un parámetro empírico del suelo

Integrando esta ecuación con respecto al tiempo se obtiene la infiltración acumulativa:

$$I = i_c * t + \frac{i_o - i_c}{k} (1 - \exp(-kt)) \quad (3-7)$$

El modelo es ampliamente usado, pero los parámetros no están directamente asociados con propiedades físicas medibles del suelo (como la conductividad), esto limita su uso excepto para la predicción de la infiltración (Selker, 1999).

- **Ecuación de Menzecev:** Con el fin de obviar las restricciones para tiempos largos, que se tienen en la ecuación de Kostiakov, Menzecev propuso la siguiente ecuación para hallar la infiltración:

$$i(t) = i_f - \alpha t^{-\beta} \quad (3-8)$$

Donde:

$i_f$ : infiltración cuando el suelo se encuentra saturado.

- **Modelo de Philip Dos Términos:** Es una simplificación de la serie infinita para el modelo de infiltración introducido por Philip en 1957:

$$\begin{aligned} i &= (0.5)St^{-1/2} + A \\ I &= St^{1/2} + At \end{aligned} \quad (3-9)$$

Donde:

i: Tasa de infiltración en mm/h

I: lámina infiltrada en mm

S: Sortividad del suelo

A: Estimación de la conductividad saturada de campo

-**Modelos basados en la ecuación de Green Ampt:** En 1911, Green y Ampt propusieron una ecuación para la capacidad de infiltración de un suelo, basada en la ley de Darcy que tiene la forma siguiente.

$$i(t) = K \left( \frac{\psi \Delta \theta}{F(t)} + 1 \right) \quad (3-10)$$

Donde:

$$\Delta \psi = \psi_s - \psi_i$$



- $n$ : porosidad  
 $u_i$ : humedad en el tiempo  $i$   
 $K$ : conductividad hidráulica  
 $F$ : lámina infiltrada acumulada en un tiempo  $t$ .  
 $\Psi$ : presión de succión

Esta ecuación ha sido objeto de muchos desarrollos y estudios debido a su simplicidad y resultados satisfactorios para un gran número de problemas hidrológicos. Para muchos de éstos, el uso de modelos más sofisticados basados en la ecuación de Richards es poco práctico debido a los parámetros que se necesitan: curva de retención de humedad, conductividad hidráulica en función de la humedad, etc. Estas propiedades muchas veces son complicadas y hasta imposibles de obtener. El servicio de agricultura de los Estados Unidos ha hecho varios trabajos para estimar los parámetros de la ecuación de Green-Ampt.

**- Modelos basados en la ecuación de Richard:** La ecuación de Richard (1931) tiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (3-11)$$

Donde:

- $\Psi$ : presión capilar  
 $\theta$ : porcentaje de humedad  
 $z$ : cabeza de posición.  
 $t$ : tiempo  
 $K$ : conductividad hidráulica no saturada.

La solución de la ecuación (3-11) se hace por métodos iterativos, donde es necesario conocer para cada tipo de suelo los valores de  $K$ ,  $\Delta u$  y  $\Psi$  que en nuestro medio no se miden, especialmente la presión capilar. Varios autores han propuesto soluciones analíticas de esta ecuación. Sin embargo su aplicación sigue siendo limitada porque ésta requiere de

parámetros que tienen dificultades para su estimación por su amplia variabilidad espacio-temporal.

En general todos estos modelos de infiltración fueron desarrollados para condiciones muy específicas por lo cual se deben seleccionar y aplicar con sumo cuidado. Ninguno de ellos permite conocer como es el avance del frente húmedo al interior del suelo, lo cual es fundamental para conocer la evolución de las propiedades hidráulicas del suelo por capas y en su conjunto. Todos consideran esencialmente el movimiento vertical del agua pero en suelos tropicales, de ladera, el movimiento del agua en forma horizontal puede tener una magnitud considerable por lo tanto se le debe tener en cuenta. Algunas ecuaciones han sido desarrolladas para determinar los flujos horizontales del agua en el suelo (Freeze, 1971).

Se ha encontrado que la velocidad de infiltración tiene un comportamiento tipo potencial o exponencial con respecto al tiempo. Cuando esta velocidad comienza a tener un valor aproximadamente constante con respecto al tiempo se le conoce como velocidad de infiltración básica o simplemente como infiltración básica ( $I_b$ ) (Vergara, 1997). Para los agrónomos este parámetro es muy importante, por ejemplo, para evitar el encharcamiento cuando diseñan sistemas de riego. Además, es muy utilizado en la modelación del fenómeno como en el caso de la ecuación propuesta por Horton (1940) quien la denomina  $f_c$  (Aparicio, 2001), pero también es utilizado en el de "Kostiakov modificado" de Mezence y Philip (1957), el de Holtan (1961), pasando por modelos conceptuales como el de Green Ampt (1911) y sus distintas modificaciones posteriores hasta en la mayoría de la simplificaciones de la ecuación de Richards donde el flujo es asintótico a un valor que se asocia a la conductividad saturada del suelo Philip (1957), Philip (1969), Knight (1973), Parlange (1975) Collis-George (1977) Brutsaert (1977), Swartzendruber and Clague (1989), Barry and Sander (1991), Warrick et al. (1991), etc. Todos bien explicados en el artículo de la EPA (1998).

**3.2.2.3 Retención de humedad: El estado del agua en el suelo es medido en términos de cabeza de presión positiva cuando está saturado y negativa o de succión cuando está**

no saturado (Russell, 1995). Al graficar este valor con respecto a la humedad se obtiene la denominada curva característica o curva de retención de humedad del suelo. Esta curva no es única para un suelo debido al fenómeno de histéresis.

Los componentes básicos del potencial del agua (energía por unidad de masa) en el suelo son: el osmótico (originado por la atracción iónica de solutos por el agua), el gravitacional (resultante de la fuerza de gravedad actuando sobre el agua) y de presión (equivale a la energía potencial debida a las fuerzas generadas entre la matriz del suelo y el agua por la acción combinada de tensión superficial, atracción molecular e intercambio iónico). Este último se denomina también succión capilar o tensión matricial (Varela, 1993).

Si se prescinde del potencial osmótico (normalmente valores muy pequeños), el potencial total, expresado en términos de masa, viene dado por:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_g \quad (3-12)$$

Con:

$\Psi$ : Potencial total

$\Psi_m$ : Succión capilar, tensión matricial o potencial de presión

$\Psi_g$ : Potencial gravitatorio

Si se expresa en términos de peso, la ecuación sería:

$$\phi = h = h_m + z \quad (3-13)$$

El movimiento del agua a través del medio de aireación está controlado por gradientes de potencial, los cuales están especialmente dominados por la gravedad y la presión hidráulica (Selker, 1999). Mientras la determinación del potencial gravitatorio es solamente medir la elevación, medir el potencial de presión del agua es más dificultoso por eso han desarrollado varios métodos para determinarla entre ellos están: Tensiómetros de cápsula porosa, bloque de yeso, etc.

Se encuentra en la literatura técnica el término “pF” que simboliza la tensión del suelo expresada por el logaritmo del valor absoluto de la misma, cuando dicha tensión viene dada en centímetros de agua.

**3.2.2.4 Conductividad hidráulica:** Es la capacidad del suelo para transmitir el agua infiltrada. Depende del estado de humedad, siendo mayor a mayor contenido de agua, de la estructura del suelo, del potencial de presión, de la temperatura y de las características físicas del suelo. Es uno de los parámetros más importantes en la caracterización del transporte de fluidos y solutos a través de medios porosos. En la hidrología de la zona vadosa la conductividad hidráulica saturada es de uso limitada porque las condiciones saturadas son raras en este sitio (Selker, 1999). Métodos para estimar la conductividad hidráulica no saturada son muy escasos, una de las más comunes aproximaciones es la planteada por Van Genuchten (1980) donde ésta se deduce a partir de  $K_{sat}$  y de la curva de retención de humedad. De otro lado, se ha encontrado que, cuando el grado de saturación se aproxima al 70%  $K_{nosat} \cong K_{sat}$ .

La conductividad hidráulica puede expresarse como función no lineal del contenido de humedad,  $K(\theta)$ , o del potencial matricial,  $K(\Psi)$ . Estas dos variables independientes están a su vez relacionadas por una función no lineal.

Para la determinación de la conductividad hidráulica se emplean técnicas de campo y de laboratorio como el método del pozo barrenado inverso y directo, los permeámetros de cabeza variable y constante.

La mayoría de los parámetros anteriormente descritos no son fácilmente medibles, son muy costosos o no se cuenta con información suficiente al momento de adelantar un proyecto como este en diferentes sitios. Por eso es muy importante poder relacionar dichas propiedades con otras de más fácil obtención, con el fin de poder extrapolar la información colectada a zonas de condiciones similares. Autores como Mualen (1976), Van Genuchten (1980) y Kosugi (1998) han desarrollado funciones de transferencia pedológicas que

permiten relacionar propiedades físicas del suelo como textura y densidad aparente con parámetros que identifican las propiedades hidráulicas del suelo.

De acuerdo con Van Genuchten (1980), la saturación efectiva de los suelos está en función de los contenidos de humedad de estos:

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = [1 + (\alpha\psi)^n]^{-1+(1/n)} \quad (3-14)$$

Donde:

$S_e$  : Saturación efectiva del suelo

$\theta$ : humedad volumétrica

$\theta_r$ : humedad volumétrica residual

$\theta_s$ : humedad volumétrica a punto de saturación

$\alpha$  y  $n$ : son parámetros específicos del suelo en estudio

$\psi$ : potencial matricial

Los parámetros  $\alpha$  y  $n$  están inversamente relacionados con el valor del contenido de humedad del suelo a punto de marchitez y con la distribución del tamaño de los poros del suelo.

Con el fin de relacionar la conductividad hidráulica de los suelos no saturados con el potencial del agua en el mismo se puede utilizar la siguiente ecuación:

$$K(\psi) = K_s * [1 - (\alpha\psi)^{n-1} (1 + (\alpha\psi)^n)^{-1-1/n}]^2 / [1 + (\alpha\psi)^n]^{1*(1-1/n)} \quad (3-15)$$

Donde:

$K(\psi)$ : conductividad hidráulica en condiciones de no-saturación

$K_s$ : conductividad hidráulica a punto de saturación

Así mismo los contenidos de humedad pueden ser relacionados con la succión matricial

$$\theta(\psi) = [1 + (\alpha\psi)^n]^{-m} \quad (3-16)$$

y la conductividad hidráulica con el contenido de humedad del suelo:

$$K(\theta) = K_s \theta^{*0.5} [1 - (1 - \theta^{*1/m})^m]^2 \quad (3-17)$$

Siendo  $\theta^* = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ ,  $m = 1 - 1/n$ . El parámetro  $n$  tiene un valor menor de 2 en suelos arcillosos y cerca de 4 en arenosos.

Campbell (1974) en Varela (1993) había propuesto una relación más sencilla:

$$K = K_{sat} S_e T \quad (3-18)$$

Con:

K: Conductividad hidráulica no saturada

T: Transmisibilidad del acuífero

### 3.3 MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ZONA VADOSA

Se ha conceptualizado que el movimiento del agua en la zona vadosa ocurre en tres fases: infiltración, redistribución y drenaje, este último conocido también como infiltración eficaz o percolación profunda.

- **Infiltración:** es el proceso inicial de entrada de agua al suelo como resultado de su aplicación en la superficie, bien sea mediante lluvia, nevadas o riego.
- **Redistribución:** El agua infiltrada es redistribuida en el perfil del suelo aún después de la cesación de la aplicación del agua en su superficie. Los efectos gravitatorios y capilares son importantes para el movimiento del agua durante esta fase. Los

fenómenos de drenaje y humedecimiento se dan simultáneamente y el efecto de la histéresis puede ser importante.

- **Recarga:** ocurre cuando el frente húmedo llega hasta el nivel freático, en este momento la saturación del suelo empieza a ascender (la saturación de un suelo siempre se da de abajo hacia arriba).

### **3.4 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LA HIDROLOGÍA DE LA ZONA VADOSA**

La hidrología de la zona vadosa juega un papel importante en el ciclo hidrológico porque regula la infiltración, escorrentía, evapotranspiración, recarga de acuíferos y la tasa de aporte a los caudales base de las corrientes de agua. Se le conoce como la zona de transición entre las fases superficiales y subterráneas del ciclo (Varela, 1993). Además, su entendimiento ayuda a discernir fenómenos de tanta afectación para la vida como la erosión superficial y subsuperficial, contaminación de acuíferos, caudales máximos y mínimos y los movimientos de solutos en el suelo, entre otros.

La principal aplicación que tiene en la actualidad el estudio de la hidrología de la zona vadosa en el mundo, es en la prevención de la contaminación de acuíferos. Dado que la provisión de sistemas confiables de abastecimiento de agua potable es un objetivo para todos los países, como parte de los programas internacionales de aumento en la calidad de vida. El agua subterránea, en ciertas condiciones, constituye un importante recurso para distintos usos, especialmente en regiones como la de este estudio de un gran crecimiento poblacional e industrial y donde la principal fuente de agua potable hacia el futuro, seguramente, será la subterránea.

### **3.5 DIFICULTADES EN EL ESTUDIO DE LA ZONA VADOSA**

Uno de los principales problemas es que la zona vadosa no ha sido estudiada consistentemente por ninguna disciplina científica en cuanto a su uso, conservación o gestión. Cada grupo de profesionales la ha mirado de manera muy parcializada. Por ejemplo, para los agrónomos y microbiólogos lo importante es la zona de raíces, los hidrogeólogos la han estudiado de manera muy tangencial porque han centrado sus esfuerzos en la zona saturada y los geoquímicos tienden a concentrarse en los equilibrios químicos o en la abundancia relativa de isótopos para datación del agua (Varela, 1993). De otro lado, la zona vadosa es especialmente heterogénea lo que dificulta enormemente las mediciones de campo. Para reducir esta complejidad se ha definido por parte de algunos autores la escala de invarianza, que es aproximarse al suelo heterogéneo a través de la unión de pequeños dominios homogéneos (discretización), cada uno de los cuales puede ser asociado con un bajo número de características, las cuales están relacionadas a las propiedades y al movimiento del agua.

Técnicas para medir las propiedades hidráulicas de los suelos fueron extensamente revisadas por *Van Genuchten et al.* (1992), quien analizó la importancia de la escala de invarianza para la predicción del movimiento del agua en suelos no saturados basado en la solución analítica para la ecuación de Richards.

### **3.6 APLICACIONES DEL ESTUDIO DE LA HIDROLOGÍA DE LA ZONA VADOSA**



Se han desarrollado múltiples aplicaciones para la hidrología de la zona vadosa entre ellas se tienen: la agricultura, la geotecnia, el control de inundaciones, estudio isotópico de aguas, contaminación y recarga de acuíferos, etc.

**3.6.1 Contaminación de acuíferos:** El presente interés mundial en la zona vadosa es el resultado de la conciencia del público en general acerca de la calidad del agua subterránea. Las personas están empezando a entender que el agua que toman de depósitos subterráneos naturales fácilmente puede estar contaminada y que es necesario prevenir la posibilidad de tal polución. Ejemplos de contaminantes son los químicos agrícolas (fertilizantes, insecticidas, pesticidas, entre otros), sales para caminos y desechos municipales e industriales los cuales son accidental o intencionalmente aplicados al suelo. El protagonismo de esta zona en los procesos contaminantes procedentes de fuentes puntuales o difusas es evidente, al servir de conducto a través del cual los diversos compuestos en fase líquida y de vapor se atenúan y se transforman a medida que circulan en su interior (Varela, 1993).

El manejo efectivo de un acuífero requiere la estimación precisa del ambiente de flujo así como el tiempo de viaje de los pulsos de agua a través de la zona vadosa. La tasa a la cual los contaminantes se mueven depende de las propiedades físicas y químicas de éstos y del suelo.

Se ha demostrado ampliamente que la estrategia tradicional para el monitoreo de las aguas subterráneas donde se toman muestras de pozos para determinar si hay evidencias de contaminación es ilógica porque no cumple la función primordial que es la prevención. Estudiando la zona vadosa se puede obtener evidencia temprana (detección) de la migración de los agentes dañinos, dando la oportunidad de prevenir la contaminación de los acuíferos. Este no es un trabajo fácil, porque la zona es un sistema trifásico consistente de suelo, agua y gases. Los contaminantes, que pueden ser orgánicos e inorgánicos, viajan en las fases no acuosas, disueltos, adsorbidos principalmente por la afinidad química, tamaño de partículas, temperatura, gravedad y cabeza hidrostática (Stephen et al, 1992).

El concepto de monitoreo de la zona vadosa como una estrategia para la prevención de la contaminación de las aguas subterráneas se viene desarrollando hace unos 20 años en el mundo y los pioneros fueron profesionales de la agricultura. Por ejemplo, la Agencia de protección Ambiental de los Estados Unidos (EPA – Environmental Protection Agency) bajo el programa de Acciones de Conservación y Recuperación de Fuentes (RCRA – Resources Conservation and Recovery Act) en 1978 propuso el monitoreo de la zona vadosa e insaturada para todas las áreas de disposición de desechos peligrosos. Se plantea la excepción para llenos de tierra y zonas con algún sistema de detección (Duran y Myers, 1993). En Colombia hasta la fecha no se tiene información de disposiciones legales a este respecto.

**3.6.2 Recarga de acuíferos:** Uno de los más importantes avances en la hidrología de la zona vadosa es el estudio de los procesos en regiones áridas, donde unos autores la consideran importante para la recarga de acuíferos pero la mayoría consideran que no lo es porque es tan grande y el movimiento del agua tan lento que no se alcanza a configurar la percolación efectiva. *Allison et al.* (1994) y *Phillips* (1994) revisaron la aplicación de trazadores e isótopos ambientales para el estudio de los procesos hidráulicos en esta zona del suelo en regiones áridas y semiáridas, encontrando aguas de varios cientos de años que todavía no habían llegado al nivel freático.

Es de anotar que hasta el momento no se ha encontrado literatura técnica sobre la aplicación de la hidrología de la zona vadosa para el estudio de la recarga de acuíferos en zonas tropicales como la nuestra, aunque varios autores la recomiendan y es allí donde se encuentra una de las motivaciones para este trabajo.

### **3.7 RECARGA**

Se considera recarga el agua que efectivamente llega al acuífero para alimentarlo y es la responsable, por ejemplo, de mantener el nivel de un acuífero en explotación. En esencia

se considera recarga a la cantidad de agua que el suelo es capaz de drenar una vez que se han “satisfecho” los procesos restantes. Hay varios tipos fundamentales de recarga y en general cada uno requiere métodos diferentes de estudio:

- Recarga difusa de agua lluvia: Es la que se produce por infiltración de las aguas lluvias a través de amplias zonas.
- Recarga concentrada: Se presenta a través de cauces permanentes, estacionarios y efímeros.
- Flujos laterales procedentes de otros acuíferos.
- Retorno de riegos
- Recarga urbana

**3.7.1 Métodos para el cálculo de la recarga:** La evaluación de la recarga debe entenderse como un proceso iterativo de forma que las sucesivas estimaciones se revisan y refinan conforme se va disponiendo de datos adicionales y de resultados con la aplicación de distintos métodos. La valoración final debe ser el resultado de la calibración de un modelo de flujo que reproduzca espacial y temporalmente las respuestas del acuífero.

La evaluación de la recarga es un procedimiento para el que se han desarrollado múltiples métodos tales como: la determinación directa, el balance de aguas, hidrodinámicos, trazadores químicos e isotópicos y muchos empíricos. El problema de la mayoría es que se requieren grandes inversiones para cuantificar los parámetros que necesitan, hay que extrapolar modelos desarrollados para otros ambientes geológicos y climáticos y es muy difícil contrastar los resultados:

**3.7.1.1 Medición directa:** Permite determinar la recarga mediante mediciones “in situ” con lisímetros y medidores de infiltración lo que lo hace muy costoso. La información que proporciona es muy puntual pero de gran confiabilidad ya que permite cuantificar directamente el balance de aguas. Además, permite manejar diferentes escalas de tiempo.

**3.7.1.2 Hidrodinámicos:** Estos se basan en la utilización de la ecuación de flujo bajo condiciones de saturación total o parcial. Existen dos enfoques distintos (1) métodos de medición de campo y (2) métodos numéricos. Los de campo suponen régimen estacionario y funcionan mejor para medios saturados porque no existen técnicas que permitan medir de forma directa la conductividad hidráulica no saturada. Los numéricos permiten analizar situaciones de flujo más complejas pero son más exigentes en el volumen de datos y en el tiempo de computador.

**3.7.1.3 Técnicas de trazadores:** Pueden utilizarse trazadores naturales (ambientales) o artificiales (adicionados de forma premeditada). El método de trazadores artificiales consiste en la aplicación de una cantidad conocida de un trazador en la superficie del suelo y el seguimiento del movimiento de éste en la zona no saturada mediante el monitoreo de la distribución de la concentración como una función de la entrada del agua y el tiempo (Sharma, 1989). En la interpretación de estas técnicas pueden existir problemas como: la existencia de otras fuentes del trazador y las vías preferentes de flujo

**3.7.1.4 Métodos de balance:** El balance hídrico consiste en la aplicación del principio de conservación de la masa a una cierta región de volumen conocido y definida por unas condiciones de contorno. Para un determinado intervalo de tiempo las diferencias entre las entradas y las salidas de agua al sistema acuífero son iguales al cambio en el almacenamiento. Para su aplicación se requiere que la zona posea parámetros y propiedades uniformes.

La ecuación de balance presenta normalmente un “error de cierre” debido a errores de medida, interpretación, estimación, evaluación y uso de metodologías poco apropiadas. Los balances pueden aplicarse al conjunto de toda la cuenca, incluyendo tanto las aguas superficiales como las subterráneas, o bien a cualquiera de las componentes del ciclo hidrológico. Para la estimación de la recarga los balances se suelen estimar en el suelo, en el acuífero, en un tramo de un río, en lagos y en embalses. En este trabajo se enfatiza en los

métodos de balance de agua en el suelo y en el acuífero. Los balances se pueden realizar en la zona no saturada y en la zona saturada del suelo, así:

**Balance en la zona no saturada:** A esta zona le entra la recarga en tránsito ( $P_e$ ) que está compuesta por la directa más la diferida. Una vez actualizado el volumen en este depósito le salen unos caudales por el flujo hipodérmico u horizontal ( $Q_h$ ) más uno vertical denominado recarga, precolación o infiltración eficaz ( $Q_p$ ).

**Balance en el acuífero:** El balance en el acuífero se realiza teniendo en cuenta la entrada por percolación ( $Q_p$ ) y la salida por descarga subterránea ( $Q_s$ ), responsables del cambio en el nivel freático.

**Ecuación básica en el suelo:** Se plantea entre dos tiempos  $t_i$  y  $t_f$  ( $\Delta t = t_f - t_i$ ) y se compone de los siguientes términos:

$$P + D - IN - E_s - ETR - P_e = \Delta\theta \quad (3-19)$$

P: Precipitación

D: Agua de riego

IN: Interceptación

$E_s$ : Escorrentía superficial

ETR: Evapotranspiración real

$P_e$ : Recarga en tránsito (que coincide con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada)

$\Delta\theta$ : Variación en el contenido de humedad

Como  $P + D - IN - E_s = I$                       Entonces                       $I - (ETR + P_e) = \Delta\theta$

La precipitación (descontando las pérdidas por interceptación) y eventualmente los riegos suponen un aporte de agua al suelo que es almacenada por fenómenos de capilaridad y

consumida por la evaporación y la transpiración. Cuando el contenido de humedad está por encima de la capacidad de campo se produce un flujo descendente aquí llamado recarga en tránsito.

Este tipo de balance fue desarrollado en zonas húmedas por lo tanto su validez en áreas áridas y semiáridas es discutible. Los resultados son más confiables en tanto más desarrollado esté el suelo porque mayores son las condiciones de humedad y más similares la evapotranspiración potencial (ETP) y la evapotranspiración real (ETR).

El balance puede presentar problemas por la presencia de flujo preferente a través de macroporos, porque se sabe que puede existir recarga aún en zonas donde el suelo presenta un cierto déficit de humedad. Existen formulaciones empíricas para el tratamiento de esta recarga preferencial, la más sencilla consiste en suponerla proporcional a la magnitud de las precipitaciones, cuando esta supera un cierto valor umbral (RUSHTON & WARD, 1979 en SAMPER, 1997)

**3.7.1.5 Métodos basados en niveles piezométricos:** El método de la fluctuación del nivel freático es quizás el más utilizado para estimar la recarga, requiere el conocimiento del coeficiente de almacenamiento específico y de las variaciones temporales del nivel. Entre sus ventajas están su sencillez e independencia respecto al mecanismo de desplazamiento del agua en la zona no saturada. La incertidumbre en las estimaciones obtenidas con este método están relacionadas con la limitada precisión con que se puede determinar el coeficiente de almacenamiento específico y con la validez de la hipótesis de partida (Healy and Cook, 2002). El método está basado en la premisa que la elevación en el nivel del agua subterránea en acuíferos libres es debida al agua de recarga que llega al nivel freático. La recarga es calculada como (Healy and Cook, 2002):

$$R = Sy \frac{dh}{dt} = Sy \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3-20)$$

Con:

R: Recarga

Sy: Coeficiente de almacenamiento específico (*specific yield*)

h: Profundidad del nivel freático

t: Tiempo

**3.7.1.6 Otros métodos:** Se destacan los empíricos, en los que se intenta correlacionar la recarga con otras variables hidrológicas (precipitación, altitud, etc). El problema de éstos es la extrapolación a otras cuencas pues exigen ser muy similares

Cada método de cálculo de la recarga tiene asociado un intervalo de tiempo para el que sus resultados tienen validez (Tabla 3-1).

**Tabla 3-1. Aplicabilidad en el tiempo de los métodos de cálculo de la recarga (Lerner et al, 1990 en Samper 1997)**

<i>Método</i>	<i>Escala Temporal</i>					
	Instantánea	Evento	Estacional	Anual	Histórica	Geológica
Medida Directa	A	A	P	P	I	I
Balance de Agua	A	O	P, E	P, E	P, E	I
Hidrodinámicos	A	P	P, E	P, E	P, E	I
Trazadores Ambientales	I	I	I	I	A	A
Trazadores Artificiales	A	A	A	A	I	I

I: Inaplicable, A: Aplicable, P: Posible mediante integración de resultados a escalas menores, E: Es posible la extrapolación a partir de datos hidrométricos.

### **3.7.2 Requisitos de un buen método de cálculo de la recarga:**

- a) Balance de agua: Es la realización del balance hídrico donde se pone de manifiesto cuanta agua hay disponible y cuanta se puede convertir en recarga.
- b) Identificación de los mecanismos y procesos de recarga.
- c) Errores de estimación: Debe proporcionar valores con errores pequeños. Es recomendable que no se involucren parámetros difíciles de determinar.
- d) Aplicabilidad: Los métodos que requieren gran cantidad de datos e información muy especializada pueden no ser aplicables en la mayoría de proyectos.
- e) Extrapolación.

## **4. ASPECTOS METODOLÓGICOS**

La metodología que se presenta a continuación está encaminada a satisfacer los requerimientos de información necesarios para dar cumplimiento a los objetivos generales y específicos de la investigación, que fueron presentados en la introducción de este trabajo.

### **4.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA Y DE INFORMACIÓN SECUNDARIA**

Se hizo acerca de la hidrología de la zona vadosa, recarga de acuíferos, clasificación de suelos, geología, geomorfología y estudios hidrológicos de la zona de trabajo o de sus vecindades en estudios anteriores.

En las instalaciones de CORNARE - Rionegro se pudieron observar las fotografías aéreas correspondientes a la zona de estudio (Tabla 4-1) para la realización de la fotointerpretación, con el fin de delimitar el área de trabajo e identificar zonas homogéneas en cuanto a tipo de suelos y posibles sitios de muestreo.

### **4.2 TRABAJO DE CAMPO**

Con la fotointerpretación realizada se ubicó de manera preliminar los puntos de muestreo y de ensayos de campo sobre las planchas topográficas.



**Tabla 4-1. Fotografías aéreas de la zona de estudio**

<b>Vuelo</b>	<b>Fotos</b>	<b>Escala</b>	<b>Fecha</b>
FAL-293 F9S	256-255-254	1:10450	11/24/92
FAL-280 F10S	93-94-95-96	1:11400	11/22/92
FAL-293 F10N	183-184-185	1:11000	11/24/92
FAL-293 F11N	114-115-116-117- 118-119	1:10000	11/23/92
FAL-288 F12S	43-44-45-46-47-48	1:11000	11/23/92
FAL-288 F13S	70-71-72-73-74-75- 76	1:11000	11/02/92
FAL-275 F14N	181-182-183-184- 185-186-187	1:11000	02/12/92

**4.2.1 Barrenación:** Con el fin de obtener muestras de cada uno de los horizontes diagnósticos del suelo se procedió a perforar en los puntos propuestos para muestreo, con un barreno manual tipo “Auger” de 3” con un tornillo sin fin en la punta para facilitar la penetración (Figura 4-1). La ubicación definitiva se determinó con la ayuda de un GPS.

Varios autores coinciden en que las propiedades físicas del suelo, especialmente las hidráulicas presentan una gran variación aún en pequeñas distancias. Por otra parte, los edafólogos han demostrado que dichas propiedades pueden estar asociadas a algunas características del paisaje (relieve, forma, posición, etc.), tipo de suelo, uso, manejo y variabilidad. Con fines de mejorar la representatividad de las muestras, para la selección del sitio se tuvo en cuenta los anteriores factores, especialmente lo relacionado con el tipo de suelo, por esto se identificaron las zonas homogéneas preferiblemente al nivel de Series en la taxonomía de suelos (Buol, Hole and McCracken, 1990) y se buscaron los puntos en zonas de pastos alejados de las zonas boscosas. Así se perforaron 15 puntos de los cuales 11 quedaron distribuidos en la terraza de Llanogrande, tres en la llanura aluvial del río Negro y uno en una de las terrazas de la quebrada La Pereira, las últimas cuatro se descartaron por estar fuera del área de estudio. En las 11 perforaciones realizadas en la Terraza se tomaron, con la ayuda de tubos Shelby que se hincaron por percusión (figura 4-1 derecha), 44 muestras en la primera fase de campo para realizar todos los ensayos de laboratorio propuestos y la descripción de perfiles (textura, estructura, color, potencia,

actividad de organismos, contenido de humedad, curvas características, densidad aparente, gravedad específica, peso unitario, límites de consistencia), en una segunda fase se tomaron 31 muestras esencialmente para definir el cambio en la humedad que es el parámetro hidráulico más importante en este tipo de trabajos y para verificar algunos datos de laboratorio. En períodos intermedios se tomaron 10 muestras esencialmente superficiales para evaluar el cambio en la humedad al momento de realizar los ensayos de infiltración. En total se realizaron alrededor de 1100 ensayos de laboratorio entre las diferentes pruebas.



**Figura 4-1. Equipo de Muestreo**

Los fragmentos de terraza identificados en la parte norte de la zona no se muestrearon por no considerarlos importantes desde el punto de vista hidrogeológico dado su tamaño (Figura 5-2).

**4.2.2 Análisis Textural:** Se determinó a través de la descripción detallada del perfil del suelo y por medio del tacto al tomar muestras pequeñas de suelo, de cada uno de los horizontes diagnósticos, entre los dedos y estimando las proporciones relativas de arenas, limos y arcillas. Además, se llevó a campo una tabla textural predefinida por la *Kent State University* para medir la esfericidad, rugosidad, angulosidad y tamaño de las partículas que integran el suelo. La determinación del tamaño con la tabla se hizo por comparación

visual. Este método requiere de experiencia pero permite identificar clases texturales tales como suelos arenosos, arcillosos, limosos y francos de una manera rápida y precisa.

**4.2.3 Estructura:** La mayoría de las formas que toman los agregados del suelo son fácilmente apreciables en campo, por lo cual solo hace falta familiarizarse con las más comunes para poder identificarlas.

**4.2.4 Infiltración:** Con el fin de determinar los períodos de tiempo durante los cuales el agua de precipitación permanece en la superficie del suelo y la velocidad con que ésta entra al perfil del suelo, se caracterizó en campo la infiltración para cada tipo de suelo, es decir, la cantidad máxima de agua que puede absorber cada suelo a valores diferentes de contenido de humedad. Debido a que la tasa de infiltración en un suelo está influenciada, entre otros, por las propiedades del suelo (textura, estructura y porosidad) y el gradiente de humedad, cada uno de los ensayos de campo se realizó en los mismos sitios de los sondeos con el fin de conocer estas propiedades de los suelos. Esto permite establecer empírica o físicamente las relaciones existentes entre las tasas de infiltración encontradas en cada clase de suelo, con sus propiedades físicas y con su contenido de humedad inicial. Además, se determinó la dinámica en el contenido de humedad del suelo para poderla relacionar con las tasas de infiltración determinando así los valores de infiltración básica y los contenidos de humedad a los cuales se presenta ésta.

Las pruebas de infiltración se hicieron dos, tres y hasta cuatro veces para comprobar la variabilidad temporal controlada por el cambio en las variables como humedad y altura del nivel freático. Para valorar la variabilidad espacial local, en algunos puntos, se hicieron dos ensayos de infiltración simultáneos separados por unos 20 m (Figura 4-3).

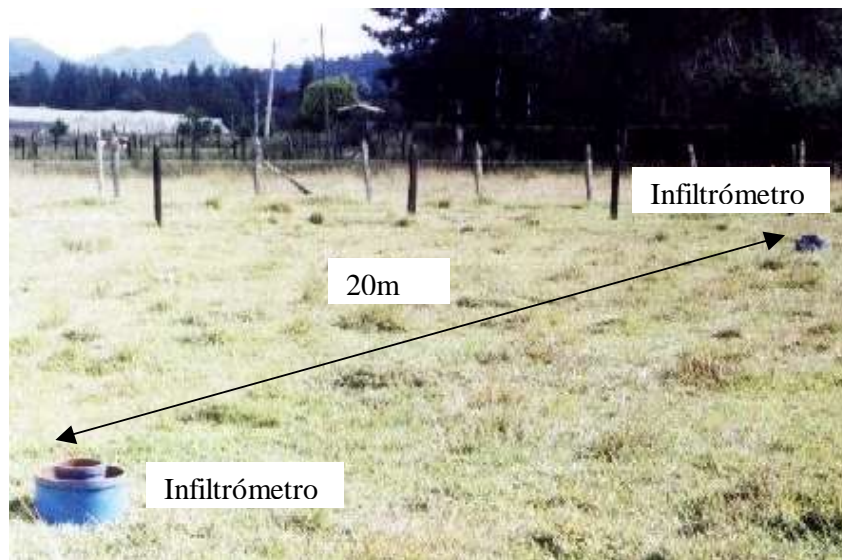
Para la evaluación de la capacidad de infiltración se utilizó el método de los Anillos concéntricos.

**Anillos infiltrómetros o cilindros concéntricos:** Las pruebas de infiltración en campo se llevaron a cabo siguiendo la metodología propuesta por Vergara (1997) en cinco puntos (se consideró mejor realizar los ensayos en pocos sitios pero con varias repeticiones para entender mejor la variabilidad temporal y la espacial local) tratando de cubrir equitativamente el área de estudio, mediante el uso de cilindros huecos de hierro uno interior y el otro exterior de 22 y 39.5 cm de diámetro interior y 35 cm y 25 cm de longitud respectivamente, facilitados por el laboratorio de Riegos y Drenajes de la Universidad Nacional de Colombia (Figura 4-2). Los ensayos se realizaron por períodos de tiempo alrededor de las cuatro horas, hasta que la infiltración se hiciera constante (básica).



**Figura 4-2. Infiltrómetro de anillo doble.**

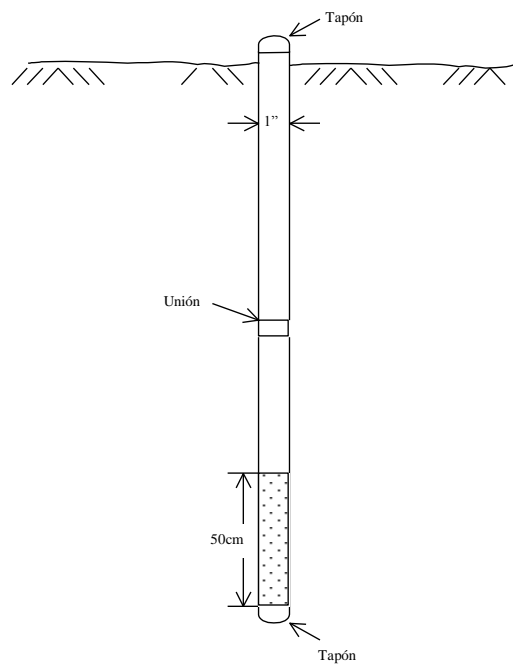
Para la determinación de la infiltración instantánea (velocidad de infiltración medida en un intervalo de tiempo dado), se tiene la información sobre las tasas de aplicación del agua, los períodos de tiempo y la cantidad de agua infiltrada. Se utilizaron los datos de campo obtenidos en este proyecto y dos datos de la tesis de Vera (2001) que se encuentran en el área de este trabajo.



**Figura 4-3. Determinación de la Variación Espacial**

**4.2.5 Monitoreo de niveles freáticos:** Para esta actividad se instalaron tres piezómetros (Puntos 3, 11 y 15) en sitios donde al perforar para el muestreo se haya encontrado nivel freático cerca de la superficie. Estos barrenos se profundizaron en la medida de lo posible 1.5m por debajo del nivel del agua. Los piezómetros fueron contruidos con tubos de PVC de 1" (Figura 4-4). La parte inferior (últimos 50 cm) se ranuró con taladro usando broca N° 7/64" y se forró con una media de fútbol que se ajustó con alambre dulce y cinta de embalar. En los extremos se pusieron tapones de PVC. El espacio entre el hueco y el piezómetro se rellenó con arena gruesa para que hiciera las veces de filtro de gravas (Figura 4-5).

Para la lectura de los niveles freáticos, que se hizo en la medida de lo posible cada ocho días, se utilizó la sonda eléctrica propiedad del laboratorio de hidráulica de la Facultad de Minas (Figura 4-6)



**Figura 4-4. Diseño de los Piezómetros**



**Figura 4-5. Instalación Piezómetros**





**Figura 4-6. Sonda eléctrica utilizada en la determinación de la posición del nivel freático**

### **4.3 TRABAJO DE LABORATORIO**

**4.3.1 Textura:** Con el ánimo de tener una información más precisa se corrieron 12 muestras en el “Analizador de Distribución de Tamaño de Partículas COULTER LS-130” del Laboratorio de Análisis Petrofísicos Especiales de la Escuela de Ingeniería Química y Petróleos de la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia – Medellín. Este equipo determina la distribución de tamaños de las partículas basado en principios ópticos mediante un conteo estadístico de patrones de difracción de la luz. Las muestras fueron analizadas en el módulo líquido para lo cual se dispersaron en agua con Pirofosfato sódico ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) como defloculante (Figura 4-7).



**Figura 4-7. Analizador de Distribución de Tamaños de Partículas Coulter LS-130**

En la Figura 4-7 se muestra el Coulter LS-130 y las muestras analizadas. En la parte inferior derecha se ve una de las muestras preparadas que con el tiempo se decantó en cuatro franjas de acuerdo con la distribución de los tamaños de partículas, de ahí la necesidad de agitarlas muy bien antes de correrlas en el equipo, para lo cual se utilizó un agitador magnético (parte superior derecha de la foto).

**4.3.2 Densidad aparente:** Este ensayo se realizó en el laboratorio de Riegos y Drenajes de la Facultad de Ciencias Agropecuarias de la Universidad Nacional de Colombia y el método utilizado fue el del terrón parafinado cuyo procedimiento es explicado detalladamente en el texto del IGAC (1990)

**4.3.3 Materia Orgánica:** El contenido de materia orgánica se estimó pesando la muestra luego quemándola a 105°C, en una estufa convencional, para posteriormente pesarla nuevamente.

**4.3.4 Humedad:** La humedad gravimétrica natural de los suelos se determinó en el Laboratorio de Suelos de la Facultad de Minas, el procedimiento utilizado fue el siguiente:



La muestra colectada en campo, de cada horizonte de interés, se preservó en una bolsa plástica y debidamente identificada se llevó al laboratorio donde fue cuarteada, pesada en una balanza analítica con precisión de 0.1g. Dependiendo del contenido de materia orgánica se secó a 60°C o a 105°C en una estufa entre 72 y 48 horas hasta que el peso de la muestra fuese constante, algunas (especialmente las del horizonte orgánico) se secaron a las dos temperaturas para comparar la variación real en el resultado. Las muestras se dejan enfriar y se determina su peso en seco, la diferencia de pesos arroja la humedad gravimétrica. El ensayo se hizo por triplicado y los resultados se promediaron. Este procedimiento se sigue bajo la norma *ASTM D2216*.

El ensayo se repitió por horizonte y por cada tipo de suelo, en verano para acercarse a  $\theta_r$  (punto de marchitez) y durante el período de máxima humedad para estimar  $\theta_s$  (humedad de saturación).

**4.3.5 Retención de humedad:** Se determinó en el Laboratorio de Riegos y Drenajes de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia – Medellín, usando la Olla de Succión para las tensiones bajas y el Extractor de Membrana de Presión y el Regulador Diferencial de Mercurio (Figura 4-8) el cual remueve bajo condiciones controladas la humedad de las muestras de suelo creando una succión hasta de 15 bares. Con esta información se obtienen las **Curvas de retención de humedad**, las cuales son gráficas que relacionan la humedad del suelo y la tensión de humedad correspondiente.

De las muestras tomadas con los tubos Shellby se extrajo un terrón para ser analizado, el cual previamente saturado fue sometido a succiones de 0.3, 0.6, 1.0, 3.0, 5.0, 7.0, 10.0 y 15.0 bares para determinar el contenido de humedad de los suelos a diferentes tensiones.



**Figura 4-8. Equipo para medición de la retención de humedad**

**4.3.6 Peso unitario:** Para este ensayo las muestras se tomaron en los Shelby. El análisis se llevo a cabo de la siguiente forma: el tubo solo y seco se pesó con anterioridad, luego se pesa el tubo más la muestra húmeda, en una balanza electrónica marca *Swiss Quality* de precisión de 0.1 g, posteriormente se midió la altura del tubo y de la muestra al interior del mismo, de esta manera se pudo calcular el volumen ocupado por la masa de suelo, para después ser dividido por el peso del suelo en estado húmedo, calculado este último, como la diferencia entre el peso de la muestra húmeda más el Shelby menos el del tubo.

**4.3.7 Lavado sobre malla # 200 (0.075 mm):** Para este ensayo se tomaron muestras en bolsa y se les aplicaron los procedimientos descritos en la norma *ASTM D1140-92*.

**4.3.8 Gravedad específica:** Se uso el procedimiento de la norma *ASTM D854*.

**4.3.9 Conductividad hidráulica:** Existen varios procedimientos de laboratorio para determinarla. En general estos métodos difieren en mantener o no la cabeza constante y en el abastecimiento de agua a la muestra. La ventaja que ofrece su medición en el laboratorio frente a hacerlo en campo, radica en la posibilidad de determinar la conductividad hidráulica de cada horizonte de suelo, asociada con el flujo de agua tanto horizontal como vertical y con contenidos diferentes de agua, además, de su facilidad. La desventaja es su baja representatividad, dado que es una muestra puntual que puede no reflejar las

variaciones horizontales y vertical de las características del suelo. Para disminuir esta desventaja se deben tomar muestras de suelo totalmente inalteradas y en forma repetida en los horizontes diagnósticos o a las diferentes profundidades deseadas y de cada clase de suelo. Las muestras se tomaron en tubos Shelby con alturas entre los 20 y 25cm y un diámetro de 2.5. Luego, sin ser retiradas del tubo, se montaron en el permeámetro buscando reducir la alteración.

Para la estimación de la permeabilidad saturada se adecuó con el tubo Shelby un sistema de cabeza variable, tratando en lo posible de pertubar al mínimo la muestra obtenida en campo. El equipo para el ensayo consta del propio tubo shelby con un frasco plástico en una de sus extremos y una probeta graduada pegada a este. Se asegura que el sistema al ser llenado no pierda agua y se le coloca una bomba en la parte superior a la probeta para evitar que en ensayos de larga duración (aproximadamente mayores a 2 horas) el error inducido por evaporación sea considerable (Figura 4-9). Antes de cada ensayo las muestras se sumergieron en agua en posición horizontal, por un período de tiempo no menor a 48 horas, lo cual sirvió para saturarlas por capilaridad.

**4.3.10 Límites de consistencia:** Este ensayo se hizo siguiendo los procedimientos descritos en la norma ASTM D4318.

Además de estos ensayos, se calcularon por medio de las propiedades índice y algunas relaciones gravimétricas, la relación de vacíos, la porosidad y el grado de saturación de los especímenes de suelo analizados.



**Figura 4-9. Permeámetro de cabeza variable**

#### **4.4 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN**

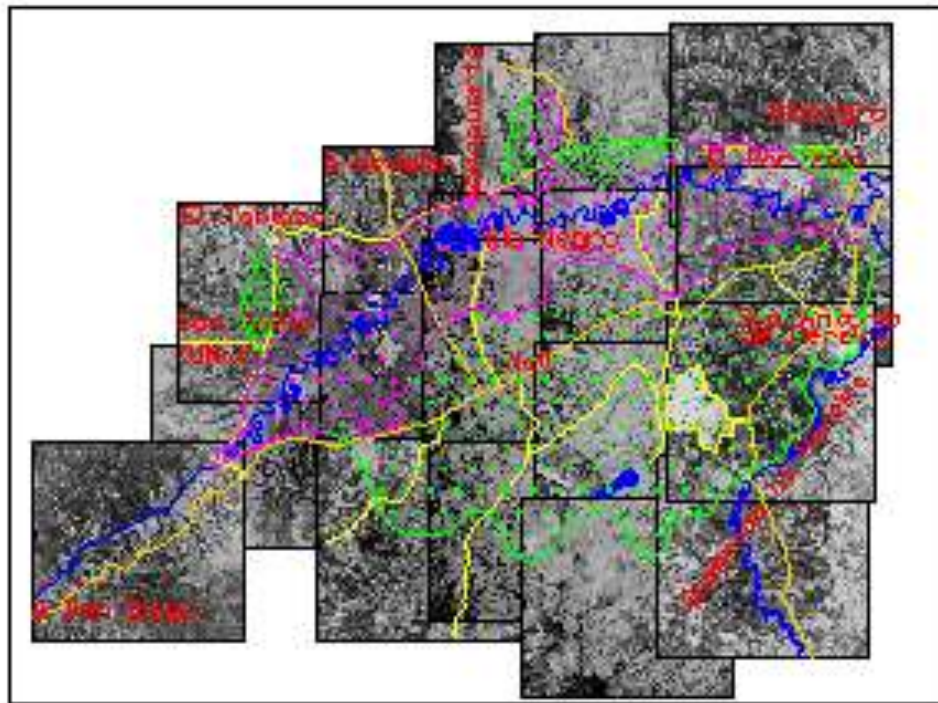
Con la información colectada en campo se desarrollaron varias actividades:

- Se detalló la geología de las unidades superficiales y se elaboró la estratigrafía del perfil de suelo especialmente de las cenizas volcánicas, con la ayuda del software Rockworks 99.
- Caracterización física e hidráulica de los horizontes diagnósticos.
- Aproximación a la evaluación de la variabilidad espacio-temporal de la infiltración en el área.
- Hidrología en la superficie y al interior del suelo, haciendo énfasis en balance de agua a nivel del suelo. En este balance se cuantificaron igualmente variables como la evapotranspiración real, escorrentía superficial, disponibilidad de agua en el suelo ( $\theta_s - \theta_r$ ) y su capacidad de almacenamiento hasta una profundidad dada.

## 5. GEOLOGÍA

### 5.1 FOTOGEOLOGÍA

En la Tabla 4-1 se presentaron las fotografías aéreas seleccionadas para armar un mosaico, en Autocad, donde se pueda ver la zona de estudio y algunos de sus detalles (Figura 5-1). En color verde está resaltada la terraza de Llanogrande, en magenta la llanura de inundación, en azul los ríos y lagos y en amarillo la infraestructura.



**Figura 5-1. Mosaico fotogeológico zona de estudio**

Con la fotointerpretación se pudo:

- ❖ Delimitar en detalle la zona de estudio: La terraza de Llanogrande quedó así:
  - Al Occidente: desde el puente sobre el río Negro en la entrada de Llanogrande hacia el tablazo
  - Al Este hasta el ingreso a Rionegro y cubriendo a San Antonio de Pereira y el barrio El Porvenir
  - Al norte por la vía que conduce de la variante al barrio El Porvenir
  - Al Sur por la zona de colinas
  
- ❖ Caracterizar las unidades de suelo para definir posibles sitios de muestreo: En la Terraza se pudo identificar fundamentalmente una unidad de suelo, al nivel de orden, que corresponde a un Andisol. Estos suelos se caracterizan por formarse a partir de cenizas volcánicas y presentar alumino-silicatos amorfos. Esta mineralogía le confiere al suelo una alta capacidad de intercambio catiónico, buena fijación de fosfatos, excelente habilidad para formar complejos estables con la materia orgánica (permitiendo su rápida evolución y la absorción de sus componentes por las plantas), alta porosidad y gran capacidad para retener humedad (Jaramillo, Parra y González, 1994). Los suelos en esta unidad son muy homogéneos y tienen fundamentalmente los mismo usos: pastoreo, fincas de recreo, urbanizaciones y cultivos de flores.

## **5.2 GEOLOGÍA DE UNIDADES SUPERFICIALES**

Como se dijo anteriormente la Terraza de Llanogrande está constituida por una secuencia de cenizas volcánicas que descansan concordantemente sobre depósitos del río Negro que tienen como basamento rocoso el saprolito del Batolito Antioqueño. Para evaluar la continuidad de los diferentes horizontes de ceniza y de los depósitos aluviales, que son los constituyentes esenciales de la zona vadosa en el área, se realizaron 15 perforaciones de las

cuales se descartaron cuatro por estar fuera del área de interés (tres, identificadas como 1, 6 y 7, en la llanura aluvial del río Negro y una – la perforación 9 – en una de las terraza de la quebrada la Pereira). La ubicación de las perforaciones se presenta en la tabla 5-1 y en la figura 5-2.

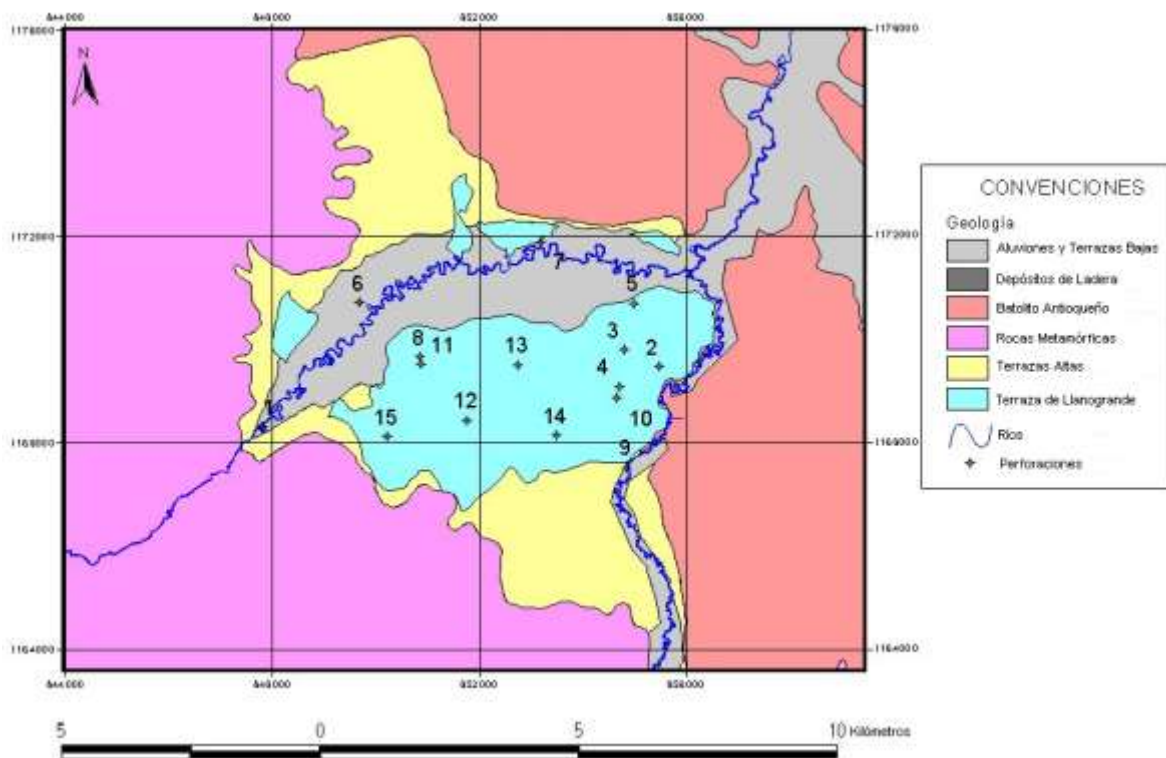
**Tabla 5-1 Ubicación de las perforaciones**

<b>Punto</b>	<b>Este (m)</b>	<b>Norte (m)</b>	<b>Cota (msnm)</b>	<b>Profundidad (cm)</b>	<b>Nivel Freático (cm)</b>	<b>Fecha (dd/mm/aa)</b>
1	847797	1168285	2100	160	160	04/11/01
2	855443	1169455	2120	280	NH	10/11/01
3	854773	1169780	2120	90	90	10/11/01
4	854685	1169061	2120	230	NH	10/11/01
5	854960	1170673	2120	180	160	30/11/01
6	849665	1170680	2100	185	185	30/11/01
7	853161	1171858	2100	120	110	07/12/01
8	850815	1169630	2120	125	125	15/12/01
9	854829	1167493	2080	90	90	22/12/01
10	854645	1168849	2120	170	NH	22/12/01
11	850842	1169500	2120	100	98	11/01/02
12	851740	1168404	2120	160	NH	10/02/02
13	852712	1169480	2120	214	NH	04/04/02
14	853477	1168111	2120	240	235	09/05/02
15	850199	1168095	2120	85	80	09/05/02

NH: Nivel freático no encontrado

En la Tabla 5-1 se aprecia que las profundidades de las perforaciones estuvieron entre 85 cm y 280 cm, lo cual corresponde al espesor medio de las cenizas en la zona, limitadas por la aparición del nivel freático o por la imposibilidad de seguir perforando, bien fuese, por la presencia de gravas o la limitante de los tres metros en el equipo de perforación. Se presenta la fecha de perforación ya que de ella depende la posición del nivel freático.

Como se ve en la Figura 5-2, los puntos de trabajo están concentrados en el cuerpo principal de la Terraza de Llanogrande (color azul claro) y se distribuyeron tratando de cubrirla completamente en su área y en sus características de usos del suelo y geomorfológicos.



**Figura 5-2. Geología y ubicación de los puntos de muestreo y ensayos**

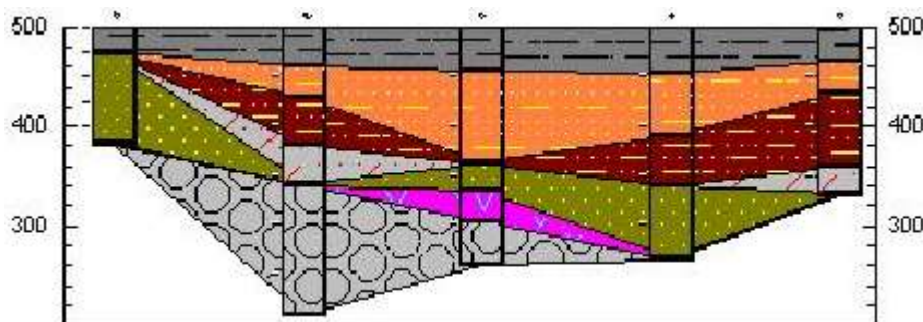
En cada una de las perforaciones se describieron los horizontes diagnósticos haciendo énfasis en su color de acuerdo con la tabla de colores de Munsell y en la textura (Tabla 5-2). Conociendo que el color varía con el contenido de humedad, éste se determinó con las muestras húmedas (si estaban muy secas se les adicionaba agua antes de identificarlo) y se anotó el color que predominaba.

En la Tabla 5-2 las muestras corresponde a un horizonte identificado en campo y después con un análisis más detallado se encontró que había casos en que dos muestras pertenecieran a un mismo horizonte, como el caso de las JM15-2 y JM15-3 que son parte del horizonte que se denominará *Dusky Yellow*. La información textural que tiene asterisco corresponde a muestras a las que se les determinó su distribución granulométrica con el analizador Coulter.



Se puede apreciar que en un mismo horizonte hay variaciones texturales (cambios laterales de facies), por ejemplo: el “*Light Olive Brown*” va desde limo-arcilloso hasta arena fina predominando el primero. El “*Moderate Olive Brown*” desde arcilloso hasta limo arenoso predominando el arcillo-limoso. El “*Dusky Yellow*” desde arcilloso hasta arena fina predominando el arcilloso. Esto obedece esencialmente a la distribución de partículas al momento de depositarse (controlada por el tamaño de éstas y por la intensidad y dirección de los vientos al momento de la depositación) y a los diferentes eventos volcánicos allí registrados.

Con esta información y con la ayuda del software *Rockwork 99* se realizaron perfiles del área de interés. En la Figura 5-3 se presenta un perfil típico de las cenizas volcánicas en la Terraza de Llanogrande conformado con la interpolación de la información estratigráfica obtenida de los pozos 15, 12, 13, 14 y 10.



**Figura 5-3. Perfil típico de las cenizas volcánicas en la Terraza de Llanogrande**

De las perforaciones realizadas se puede concluir que las cenizas volcánicas en el área tienen un espesor entre 90 cm y 250 cm (la escala vertical de la Figura 5-3 está en centímetros), presentando la siguiente variación en el color de techo a piso:

**Tabla 5-2. Horizontes Diagnósticos**

<b>Punto</b>	<b>Muestra</b>	<b>Profundidad (cm)</b>	<b>Material</b>	<b>Color</b>	<b>Textura</b>
<b>2</b>	JM2-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	JM2-2	70	Ceniza		
<b>3</b>	JM3-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	JM3-2	45	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo-arcilloso
	JM3-3	120	Depósito aluvial	Pale greenish yellow (10y 8/2)	Arena
<b>4</b>	JM4-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	JM4-2	35	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Arcillo-limoso
	JM4-3	95	Ceniza	Moderate olive brown (5y 4/4)	Limo-arenoso
	JM4-4	150	Ceniza	Dusky yellow (5y 6/4)	Limo-arenoso
	JM4-5	200	Depósito aluvial	Pale greenish yellow (10y 8/2)	Arena
<b>5</b>	D5-1(51)	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	M13	37	Ceniza	Moderate olive brown (5y 4/4)	Arcillo-limoso
	M14	125	Ceniza	Graayish olive (10y 4/2)	Arcillo-limoso
	M15	170	Ceniza	Dusky yellow (5y 6/4)	Limoso
<b>8</b>	D8-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	M22	30	Ceniza	Graayish olive (10y 4/2)	Limoso
	M23	75	Ceniza		
	M24	135	Ceniza		
<b>10</b>	D10-1(53)	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	M27	35	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo-arcilloso
	M28	65	Ceniza	Moderate olive brown (5y 4/4)	Arcilloso
	M29	100	Ceniza	Moderate olive brown (5y 4/4)	Arcillo-limoso
	M30	140	Ceniza	Light olive gray (5y 6/1)	Limoso
<b>11</b>	JM11-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	JM11-2	15	Ceniza	Graayish olive (10y 4/2)	Limoso
	JM11-3	73	Ceniza		
<b>12</b>	JM12-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso*
	JM12-2	40	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo- leve/ arcilloso*
	JM12-3	70	Ceniza	Moderate olive brown (5y 4/4)	Limoso*
	JM12-4	120	Ceniza	Light olive gray (5y 6/1)	Arcilloso*
	JM12-5	160	Depósito aluvial	Greenish gray (5gy 6/1)	Limo-arcilloso*
<b>13</b>	JM13-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso
	JM13-2	45	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo-arenoso
	JM13-3	90	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo-arenoso
	JM13-4	115	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo-arcilloso
	JM13-5	138	Ceniza	Dusky yellow (5y 6/4)	Arena fina
	JM13-6	165	Ceniza	Pale olive (10y 6/2)	Limoso
	JM13-7	195	Depósito aluvial	Pale greenish yellow (10y 8/2)	Arena
<b>14</b>	JM14-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso*
	JM14-2	47	Ceniza	Light olive brown (5y 5/6)	Limo-arcilloso*
	JM14-3	110	Ceniza	Moderate olive brown (5y 4/4)	Limo- leve/ arcilloso*
	JM14-4	160	Ceniza	Dusky yellow (5y 6/4)	Arcilloso*
<b>15</b>	JM15-1	0	Ceniza-orgánico	Olive black (5yr 2/1)	Arcilloso*
	JM15-2	28	Ceniza	Dusky yellow (5y 6/4)	Arcillo-limoso*
	JM15-3	75	Ceniza	Dusky yellow (5y 6/4)	Arcilloso*

- ❖ *Olive Black* (5YR 2/1): Capa orgánica, identificada en el perfil con líneas horizontales y fondo gris, presenta estructura de bloques y abundante materia orgánica. De buena continuidad en toda el área con un espesor promedio entre 30 cm y 40 cm. Textura predominante arcillosa. La buena continuidad de este horizonte en el área puede deberse a que los materiales volcánicos son transformados en productos alofánicos que presentan uniones estables con los compuestos húmicos haciendo al horizonte resistente a la erosión (IGAC, 1991).
- ❖ *Light Olive Brown* (5Y 5/6): Cenizas bioturbadas, identificadas en el perfil por un fondo café claro y líneas y puntos amarillos. Presentes en casi toda el área, excepto en los puntos 8, 11 y 15, con espesor medio de 60 cm. Este horizonte presenta una estructura columnar pobremente desarrollada y un contenido importante de raíces aunque mucho menor que el horizonte orgánico. Textura predominante Limo-arcillosa.
- ❖ *Moderate Olive Brown* (5Y 4/4): Cenizas bioturbadas, identificadas en el perfil por un fondo marrón y líneas y puntos amarillos. Presentes en casi toda el área, excepto en los puntos 8, 11 y 15, con espesor medio de 40 cm. Presenta una estructura columnar pobremente desarrollada y pocas raíces. Textura predominante Arcillo-limosa.
- ❖ *Light Olive Gray* (5Y 6/1): Ceniza identificada en el perfil con fondo gris claro y líneas y puntos rojos en el perfil. De poca continuidad en el área y con espesores muy variables entre 5 cm y 20 cm. Escaso contenido de raíces. Textura entre arcillosa y limosa.
- ❖ *Dusky Yellow* (5Y 6/4): Ceniza resaltada en el perfil con puntos amarillos y fondo verde amarillento en el perfil. El espesor es muy variable en el área estando entre 10 cm y 100 cm. Escaso contenido de raíces. Textura predominante arcillosa.

- ❖ *Pale Olive* (10Y 6/2): Ceniza identificada con fondo magenta, de poca continuidad en el área y con espesores muy variables entre 5 cm y 20 cm. Textura predominante Arcillo-limosa.

El horizonte correspondiente a la arena del depósito aluvial se presenta como *Pale Greenish Yellow* (10Y 8/2) y se identifica en el perfil por el fondo gris claro y los círculos que representan los cantos encontrados en su interior.

La textura de los seis horizontes identificados para la ceniza volcánica está entre arcilloso y arena fina, lo cual se refleja en la variación de la conductividad hidráulica.

## 6. RESULTADOS DE LABORATORIO

### 6.1 ANÁLISIS FÍSICOS

En la Tabla 6-1 se presentan los resultados obtenidos en los análisis físicos. Los parámetros presentados en la tabla son:

$\gamma_h$ : Peso unitario húmedo.

$\gamma_d$ : Peso unitario seco.

**G**: Gravedad específica.

**LL<sub>CP</sub>**: Límite líquido método del cono.

**LP**: Límite plástico.

**IP**: Índice plástico.

**R<sup>2</sup>**: Coeficiente de determinación.

**-M200**: Material que Pasa la malla 200.

**e**: Relación de vacíos.

**n**: Porosidad.

**D<sub>a</sub>**: Densidad aparente.

**6.1.1 Porosidad:** Se tienen porosidades medias del 70% (Tabla 6-2), valor considerado como muy alto. En la Tabla 6-3 y en la Figura 6-1 se presenta la distribución del valor medio de la porosidad en el perfil propuesto. En la Tabla 6-3 se aprecia que la porosidad tiene una variación importante inclusive al interior de un mismo horizonte como resultado de los cambios texturales. En la Figura 6-1 se ve que esta propiedad tiene un comportamiento para los tres primeros horizontes, con valores muy parecidos, y luego cambia reduciendo su valor para los otros.

**Tabla 6-1 Resultados parámetros físicos**

Punto	Muestra	Profundidad (cm)	$\gamma_h$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\gamma_d$ (KN/m <sup>3</sup> )	G	LL <sub>CP</sub>	LP	IP	R <sup>2</sup>	-M200	e	n	Da (g/cc)
2	JM2-1	0	14,5	7,9	2,4	100,6	79,1	21,4	0,96	78,6	2,02	0,67	
	JM2-2	70	13,5	6,2	2,3	173,1	129,8	43,4	1,00	91,1	2,76	0,73	
3	JM3-1	0	14,0	7,0	2,3	146,6	97,6	48,9	1,00	98,4	2,32	0,70	0,63
	JM3-2	45	18,5	15,1	2,4	88,8	64,0	24,7	1,00	90,0	0,61	0,38	0,71
4	JM4-1	0	8,0	4,1	2,3						4,66	0,82	0,63
	JM4-2	35	12,5	5,4	2,3	188,5	124,6	63,9	0,99	91,2	3,84	0,79	0,49
	JM4-3	95	12,3	5,2	2,4	170,4	152,8	17,6	1,00	95,5	3,48	0,78	0,47
	JM4-4	150	19,0	10,7	2,6	59,4	35,4	24,0	0,98	78,6	1,42	0,59	1,38
	JM4-5	200	17,0	11,1	2,7	43,3	37,0	6,4	1,00	97,0	0,74	0,43	1,49
5	D5-1(51)	0	13,1	7,8	2,0	141,4	119,9	21,5	1,00	97,8	1,51	0,60	
	M13	37	12,2	5,0	2,3	189,9	130,7	59,2	1,00	95,0	3,56	0,78	
	M14	125	17,2	11,7	2,6	54,9	43,6	11,3	0,99	93,2	1,23	0,55	
	M15	170	18,2	13,1	2,7	46,3	29,0	17,3	1,00	71,5	1,03	0,51	
8	M22	30	12,9	5,7	2,5	169,9	124,2	45,7	1,00	91,6	3,36	0,77	
	M23	75	15,1	8,8	2,6	84,3	66,6	17,7	0,99	82,1	1,99	0,66	
	M24	135			2,6	63,4	43,9	19,5	1,00	51,8			
10	D10-1(53)	0	12,5	7,0	2,3	129,1	108,7	20,3	0,99	98,3	2,21	0,69	
	M27	35	12,9	5,9	2,3	138,8	110,6	28,3	1,00	90,0	2,97	0,75	
	M28	65	12,7	5,6	2,3	131,3	109,6	21,7	1,00	96,8	3,12	0,76	
	M29	100	12,9	5,5	2,5	178,4	128,4	50,0	0,99	97,1	3,57	0,78	
	M30	140	16,0	9,5	2,8					96,4	1,89	0,65	
11	JM11-1	0	12,2	5,8	2,3	179,2	125,2	54,0	1,00	98,6	2,92	0,74	0,53
	JM11-2	15	12,9	5,8	2,5	160,2	119,1	41,1	0,97	96,1	3,30	0,77	0,70
	JM11-3	73	13,6	6,0	2,6	147,8	93,8	54,0	0,96	96,1	3,29	0,77	0,57
12	JM12-1	0	9,9	5,4	2,1	150,7	114,3	36,5	1,00	98,1	2,61	0,72	0,90
	JM12-2	40	11,5	5,7	2,3	184,1	130,6	53,6	0,99	98,8	3,40	0,77	0,81
	JM12-3	70	12,3	6,1	2,4	186,1	128,1	58,0	1,00	99,3	3,36	0,77	0,75
	JM12-4	120	12,3	6,0	2,5	83,5	44,8	38,7	1,00	98,9	3,33	0,77	1,15
	JM12-5	160	18,2	7,8	2,6	42,0	23,8	18,2	0,99	99,0	2,35	0,70	1,60
13	JM13-1	0	10,7	4,9	2,1	153,9	124,4	29,5	0,96	98,3	3,73	0,79	0,47
	JM13-2	45	12,5	5,6	2,4	176,4	118,3	58,1	1,00	96,5	3,27	0,77	0,42
	JM13-3	90	12,0	5,0	2,5	188,1	115,7	72,4	1,00	97,6	4,09	0,80	0,76
	JM13-4	115	13,1	5,3	2,5	212,6	127,2	85,5	0,99	98,1	3,65	0,78	0,28
	JM13-5	138	17,6	12,3	2,6	93,9	64,8	29,1	0,98	49,5	1,14	0,53	0,47
	JM13-6	165	19,4	15,9	2,7	32,9	23,9	9,0	0,89	49,5	0,69	0,41	1,40
	JM13-7	195	19,9	16,4	2,7					28,5	0,67	0,40	1,70
14	JD14-1	0	10,5	5,2	2,0	177,1	141,4	35,7	0,98	98,3	2,93	0,75	0,56
	JD14-2	47	12,8	6,0	2,3	156,3	105,0	51,2	1,00	98,5	2,80	0,74	0,57
	JD14-3	110	12,2	5,3	2,5	194,2	119,9	74,3	1,00	98,6	3,78	0,79	0,47
	JD14-4	160	15,8	10,1	2,5	94,9	71,3	23,7	1,00	98,5	1,51	0,60	1,16
15	JD15-1	0	11,4	5,6	2,2	179,3	120,7	58,7	0,97	98,0	3,00	0,75	0,49
	JD15-2	28	13,1	5,8	2,4	155,0	117,4	37,5	0,88	98,3	3,13	0,76	0,58
	JD15-3	75	13,1	6,0	2,5	112,1	68,3	43,8	0,99	97,7	3,27	0,77	0,82

En la Tabla 6-2 se presentan los valores medios de esta información

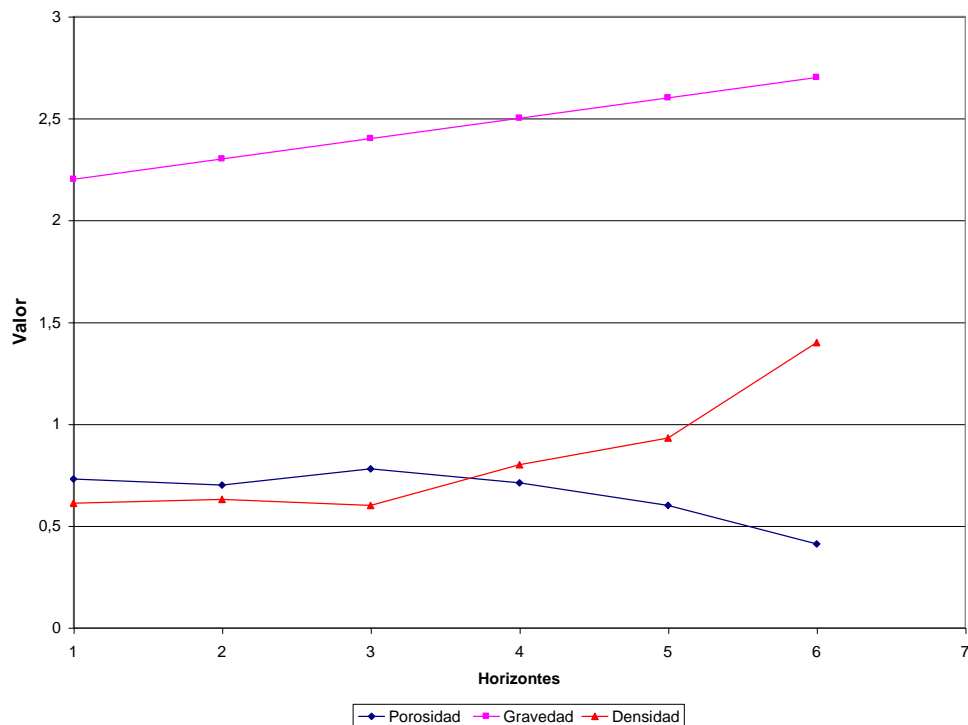
**Tabla 6-2. Resumen información Tabla 6-1**

<b>Parámetro</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Máximo</b>	<b>Media</b>	<b>Desviación</b>
$\gamma_h$	8.0	19.4	13.9	2.8
$\gamma_d$	4.1	16.4	7.5	3.2
<b>G</b>	2.0	2.7	2.4	0.2
<b>-M200</b>	49.5	99.4	91.0	13.2
<b>e</b>	0.6	4.7	2.7	1.0
<b>n</b>	0.4	0.8	0.7	0.1

**Tabla 6-3. Distribución de la porosidad por Horizontes**

<b>Horizonte</b>	<b>Punto de muestreo</b>								
	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>Media</b>
<b>Olive Black</b>	0.70	0.82	0.60	0.69	0.72	0.79	0.75	0.75	0.73
<i>Light Olive Brown</i>	0.38	0.79		0.75	0.77	0.78	0.74		0.70
<i>Moderate Olive Brown</i>		0.78	0.78	0.77	0.77		0.79		0.78
<i>Light Olive Gray</i>				0.65	0.77				0.71
<i>Dusky Yellow</i>		0.59	0.51			0.53	0.60	0.76	0.60
<i>Pale Olive</i>						0.41			0.41
<i>Depósito Aluvial</i>		0.43			0.70	0.40			0.51

**6.1.2 Gravedad Específica:** La gravedad específica está entre 2.0 y 2.7 (Tablas 6-2 y 6-1), mostrando que mineralógicamente las cenizas están constituidas por fases de composición entre ácidas e intermedias (Dacítico-andesíticas) lo que es consecuente con el origen propuesto para ellas, como provenientes del Complejo volcánico Ruíz - Tolima (Toro y Hermelín, 1989). Además, es muy común encontrar que las cenizas volcánicas tengan gravedades específicas bajas debido a la relación estable que se da entre la materia orgánica y los compuestos alofánicos, ésta es una de las razones que permite explicar el aumento de la Gravedad específica con la profundidad en todos los puntos de muestreo (Tablas 6-1 y 6-4 y Figura 6-1) y porque siempre el horizonte *Olive Black* (orgánico) es el de menor gravedad específica. Los resultados de la Gravedad específica media por horizontes se presentan en la Tabla 6-4 y en la Figura 6-1.



**Figura 6-1. Comportamiento de algunas propiedades físicas en el perfil propuesto**

**Tabla 6-4. Gravedad Específica por Horizontes**

Horizonte	Punto de muestreo								
	3	4	5	10	12	13	14	15	Media
<b>Olive Black</b>	2.3	2.3	2.0	2.3	2.1	2.1	2.0	2.2	2.2
<i>Light Olive Brown</i>	2.4	2.3		2.3	2.3	2.4	2.3		2.3
<i>Moderate Olive Brown</i>		2.4	2.3	2.4	2.4		2.5		2.4
<i>Light Olive Gray</i>					2.5				2.5
<i>Dusky Yellow</i>		2.6	2.7			2.6	2.5	2.5	2.6
<i>Pale Olive</i>						2.7			2.7
<i>Depósito Aluvial</i>		2.7			2.6	2.7			2.7

En la Tabla 6-4 y en la Figura 6-1 se puede ver que para la columna estratigráfica propuesta existe un incremento progresivo, horizonte a horizonte, de la gravedad específica con la profundidad, seguramente como consecuencia de la disminución en el contenido de materia



orgánica, consolidación por el enterramiento y posible enriquecimiento en minerales densos.

**6.1.3 Densidad aparente:** Los resultados de la densidad aparente para cada punto y su valor medio por horizontes se muestran en la Tabla 6-5 y en la Figura 6-1.

**Tabla 6-5. Densidad Aparente (g/cm<sup>3</sup>) por Horizontes**

<b>Horizonte</b>	<b>Punto de muestreo</b>						<b>Media</b>
	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	
<b>Olive Black</b>	0.63	0.63	0.90	0.47	0.56	0.49	0.61
<b>Light Olive Brown</b>	0.71	0.49	0.85	0.51	0.57		0.63
<b>Moderate Olive Brown</b>		0.47	0.85		0.47		0.60
<b>Light Olive Gray</b>			0.80				0.80
<b>Dusky Yellow</b>		1.38		0.47	1.16	0.70	0.93
<b>Pale Olive</b>				1.40			1.40
<b>Depósito Aluvial</b>		1.49	1.60	1.70			1.60

Varios autores han propuesto valores de densidad aparente en relación con la textura del suelo. En la Tabla 6-6 se presenta la del IGAC (1990).

**Tabla 6-6. Valores de Densidad Aparente.**

<b>Textura</b>	<b>Densidad Aparente</b>
	<b>(g/cm<sup>3</sup>)</b>
Arenoso	1.5 – 1.8
Franco Arenoso	1.4 – 1.6
Franco	1.3 – 1.5
Franco Arcilloso	1.3 – 1.4
Arcilloso	1.2 – 1.3

Comparando los valores obtenidos con los propuestos en el texto del IGAC (1990) se puede observar como los horizontes compuestos por cenizas volcánicas tienen en general densidades aparentes muy bajas (<1.0g/cm<sup>3</sup>) clasificándose como arcillas, lo cual es normal porque las cenizas son materiales de poco peso (por su composición mineralógica), gran

volumen por su alta porosidad y estructura y con un alto contenido de materia orgánica. En el caso de los depósitos aluviales se acomodan muy bien como materiales arenosos.

En la Tabla 6-5 y en la Figura 6-1 se aprecia como el valor medio de la densidad aparente por horizontes presenta valores muy similares hasta el tercero, los cuales después se incrementan paulatinamente desde  $0.6\text{g/cm}^3$  hasta  $1.4\text{g/cm}^3$ .

El comportamiento de la densidad aparente y de la porosidad por horizontes presentan un cambio después del tercero (Figura 6-1), haciendo pensar en la presencia de dos unidades de suelos en la vertical.

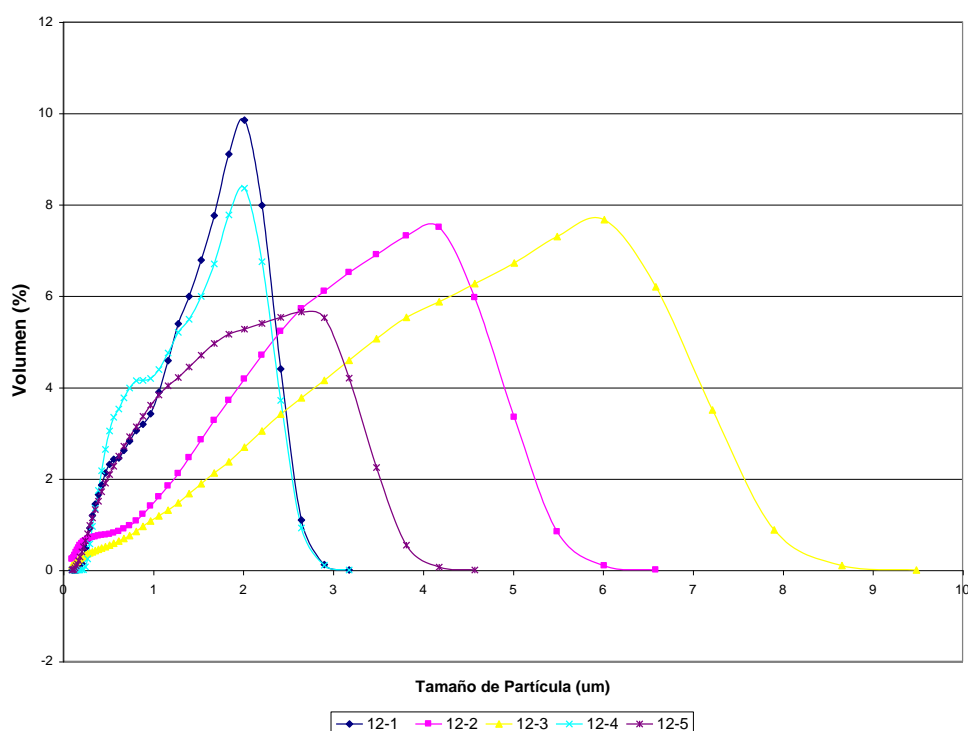
**6.1.4 Peso unitario:** El peso unitario húmedo presenta una media de  $13.9\text{ KN/m}^3$  y el seco de  $7.5\text{ KN/m}^3$  (Tabla 6-2) para los suelos derivados de las cenizas volcánicas, lo cual es consecuencia de su composición alofánica principalmente.

**6.1.5 Límites de consistencia:** Con el Límite Líquido ( $LL_{CP}$ ) y el índice de Plasticidad (IP) los suelos se pueden clasificar desde el punto de vista geotécnico de acuerdo con la Norma ASTM D2487-98. Para el caso de las cenizas de la Terraza de Llanogrande estos dos parámetros las ubican como MH u OH (Limo de alta compresibilidad o limo orgánico de alta compresibilidad) lo cual es compatible con lo observado en campo donde este material, a pesar de presentar textura de limo, se deja comprimir y moldear.

**6.1.6 Textura:** El pasante en Malla 200 mostró que los suelos del área son bastante finos ya que el 90.4% en promedio corresponden a limos y arcillas. Para precisar más esta información, que es esencial al momento de evaluar la textura, se analizaron las muestras de los puntos 12, 14 y 15 en el Coulter LS-130 del laboratorio de Ensayos Petrofísicos Especiales de la Facultad de Minas, cuyos resultados se presentan en las Tablas 6-7, 6-8 y 6-9 y en las Figuras 6-2, 6-3 y 6-4.

**Tabla 6-7. Estadísticos Básicos Distribución Granulométrica muestras del punto 12**

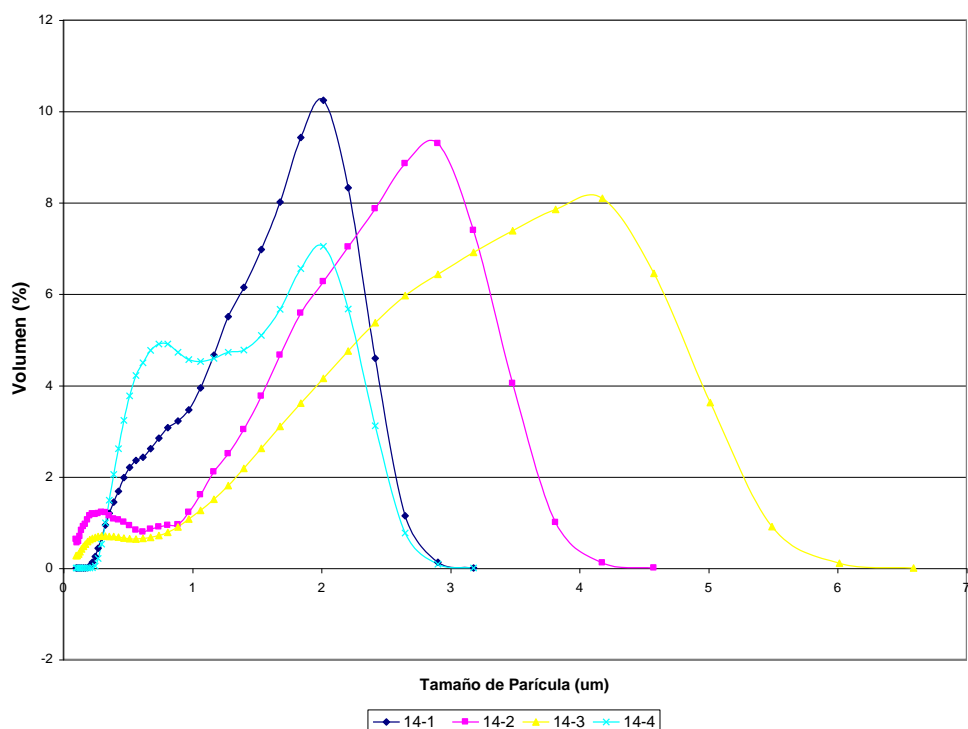
	Pto12-1	Pto12-2	Pto12-3	Pto12-4	Pto12-5
<b>Media</b>	1,434	2,647	3,839	1,35	1,642
<b>Mediana</b>	1,47	2,663	3,818	1,302	1,512
<b>D(3,2)</b>	1,022	1,21	1,818	0,998	1,008
<b>Moda</b>	2,111	4,375	6,297	2,111	2,775
<b>S.D.</b>	0,664	1,457	2,084	0,65	0,946
<b>C.V.</b>	46,33	55,02	54,28	48,12	57,6
<b>Coef. Asimetría</b>	-0,0391	0,0112	0,0512	0,219	0,408
<b>Kurtosis</b>	-1,096	-0,972	-0,99	-1,096	-0,845



**Figura 6-2. Distribución granulométrica Horizontes Punto 12**

Estos resultados dicen que los horizontes donde se tomaron las muestras del punto 12 presentan un incremento en el tamaño de partícula desde arcilloso en el más superior (*Olive Black*) hasta limoso en el tercer horizonte identificado (*Moderate Olive Brown*) lo cual es consecuente con lo conocido en el desarrollo de perfiles de suelo. Pero para el cuarto horizonte, de este punto (*Light Olive Gray*), se reduce nuevamente el tamaño de partícula

hasta arcilloso evidenciando la presencia de un paleosuelo. Esto podría explicarse como el resultado de eventos volcánicos diferentes donde del primero únicamente se preservó la arcilla y en el segundo registrado, más reciente, se ha desarrollado un perfil de suelo más completo por meteorización. Esto también ayudaría a entender el comportamiento de la porosidad y de la densidad aparente por horizontes, ya que en la Figura 6-1 se ve claramente un quiebre brusco para el comportamiento de estas propiedades a la altura del tercer horizonte.

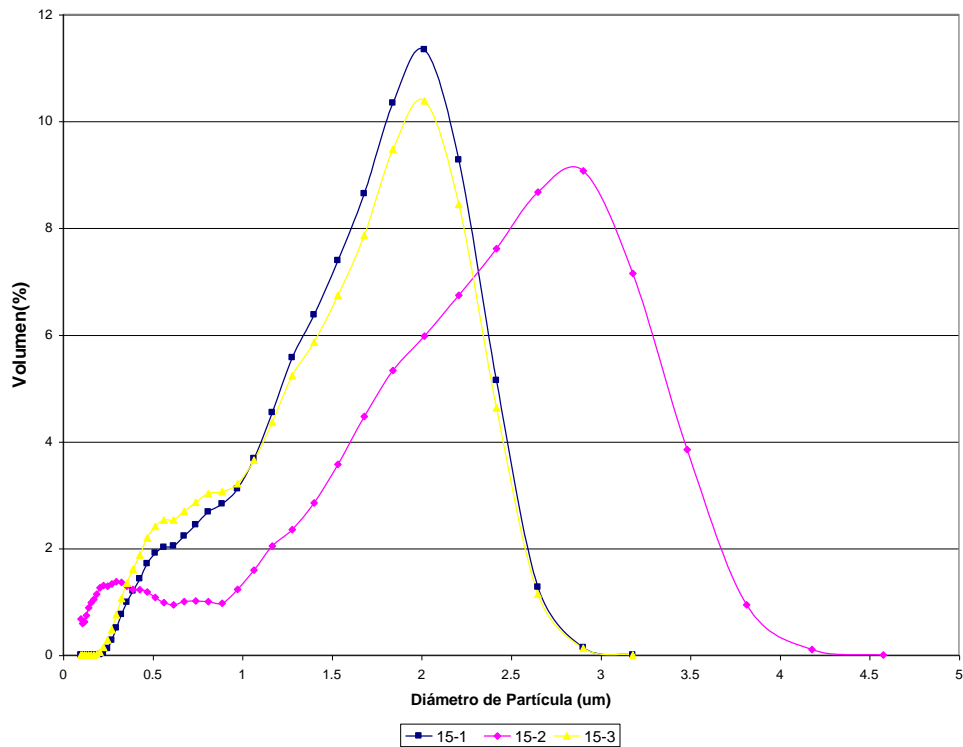


**Figura 6-3. Distribución granulométrica Horizontes Punto 14**

**Tabla 6-8. Estadísticos Básicos Distribución Granulométrica muestras del punto 14**

	<b>Pto14-1</b>	<b>Pto14-2</b>	<b>Pto14-3</b>	<b>Pto14-4</b>
<b>Media</b>	1,468	1,936	2,748	1,255
<b>Mediana</b>	1,509	2,073	2,808	1,124
<b>D(3,2)</b>	1,082	0,818	1,225	0,927
<b>Moda</b>	2,111	3,039	4,375	2,111
<b>S.D.</b>	0,651	1,077	1,453	0,642
<b>C.V.</b>	44,32	55,61	52,87	51,2
<b>Coef. Asimetría</b>	-0,0684	-0,215	-0,0984	0,446
<b>Kurtosis</b>	-1,063	-1,072	-0,912	-0,962

En el punto 14 (Figura 6-3), también se presenta un incremento de la granulometría con la profundidad en los diferentes horizontes desde arcilloso en el más superior (*Olive Black*) hasta limo-arcilloso en el tercer horizonte (*Moderate Olive Brown*). Para el cuarto horizonte (*Dusky Yellow*) nuevamente hay una disminución del tamaño de grano hasta arcilloso. Esto corroboraría lo dicho anteriormente ya que según la estratigrafía propuesta en el capítulo anterior el horizonte *Dusky yellow* está por debajo del *Light Olive gray*.



**Figura 6-4. Distribución granulométrica Horizontes Punto 15**

**Tabla 6-9 Estadísticos Básicos Distribución Granulométrica muestras del punto 15**

	15-1	15-2	15-3
<b>Media</b>	1,538	1,882	1,458
<b>Mediana</b>	1,605	2,02	1,507
<b>D(3,2)</b>	1,167	0,769	1,056
<b>Moda</b>	2,111	3,039	2,111
<b>S.D.</b>	0,636	1,096	0,663
<b>C.V.</b>	41,36	58,25	45,48
<b>Coef. Asimetría</b>	-0,193	-0,154	-0,0686
<b>Kurtosis</b>	-0,968	-1,167	-1,115

En el punto 15 el material oscila entre arcilloso y arcillo-limoso y se identificaron únicamente dos horizontes el *Olive black* y el *Dusky yellow*.

## 6.2 ANÁLISIS PARÁMETROS HIDRÁULICOS

En la Tabla 6-10 se presentan los resultados obtenidos en la evaluación de los parámetros hidráulicos de las muestras. Las variables hidráulicas presentadas son:

**$\theta_g$ :** Humedad gravimétrica

**$\theta_v$ :** Humedad volumétrica

**Ks:** Conductividad hidráulica saturada (cm/s - cm/h)

**Sr:** Grado de saturación

De las Tablas 6-10 y 6-11 se puede ver la variación de los parámetros hidráulicos así:

**6.2.1 Saturación y humedad del suelo:** Aunque las muestras se tomaron en diferentes épocas, la mayoría son del año 2002 que fue bastante lluvioso, por lo cual el grado de saturación de todas es muy alto (89.31% en promedio), pero se encuentran valores mínimos como 37.71% que corresponde a los períodos más secos y máximos de 100% en los períodos más húmedos. Este mismo comportamiento se observa en la humedad volumétrica con un valor medio de 65.3%, mínimo de 16.5% y máximo de 100%. Esto demuestra la variabilidad temporal en el contenido de agua de las cenizas volcánicas formadoras de estos suelos y uno de los principales constituyentes de la zona vadosa en el área. Además, si se multiplica la humedad volumétrica promedia con el espesor medio de las cenizas volcánicas del área se tendría una idea inicial de la lámina equivalente o disponible de agua de la que se puede hablar en esta unidad.

$$L = \theta_v * h \quad (6-1)$$

$$L = 0.653 * 2000\text{mm} = 1306\text{mm}$$

**Tabla 6-10. Resultados parámetros hidráulicos**

Punto	Muestra	Profundidad (cm)	$\theta_g$ (%)	$\theta_v$ (%)	Ks (cm/s)	Ks (cm/h)	Sr (%)
2	JM2-1	0	84,7		1,89E-05	0,0679	99,6
	JM2-2	70	117,6		4,27E-05	0,1536	99,2
3	JM3-1	0	98,8	62,2	2,95E-05	0,1062	99,6
	JM3-2	45	23,2	16,4	1,66E-05	0,0598	91,7
4	JM4-1	0	140,0	88,2	2,52E-05	0,0908	69,1
	JM4-2	35	146,5	71,8	3,63E-06	0,0131	88,8
	JM4-3	95	144,6	68,0	5,12E-06	0,0184	99,3
	JM4-4	150	53,7	74,2	1,98E-06	0,0071	99,4
	JM4-5	200	53,3	79,5	6,89E-07	0,0025	100,0
5	D5-1(51)	0	66,9	49,5	3,24E-04	1,1673	87,1
	M13	37	141,5	84,9	4,07E-06	0,0147	91,3
	M14	125	47,1	34,9	1,29E-06	0,0046	99,6
	M15	170	38,6	33,9	5,14E-07	0,0019	99,8
8	M22	30	127,5		1,74E-06	0,0062	93,6
	M23	75	72,6		1,13E-05	0,0408	95,6
	M24	135	62,1				
10	D10-1(53)	0	77,3	57,2	9,52E-05	0,3428	78,9
	M27	35	119,7	70,6	3,43E-04	1,2348	94,3
	M28	65	126,7	76,0	5,64E-04	2,0306	94,1
	M29	100	134,1	80,5	2,70E-06	0,0097	94,4
	M30	140	68,1	54,4	2,27E-06	0,0082	99,4
11	JM11-1	0	112,1	59,4	5,14E-05	0,1852	86,7
	JM11-2	15	122,8	86,0	1,65E-06	0,0059	92,9
	JM11-3	73	127,8	72,8	5,83E-06	0,0210	99,8
12	JM12-1	0	82,9	74,4	8,61E-05	0,3098	62,2
	JM12-2	40	101,7	86,8	5,42E-05	0,1951	75,3
	JM12-3	70	105,0	89,2	7,22E-07	0,0001	82,8
	JM12-4	120	125,0	100,0	8,22E-05	0,0123	97,5
	JM12-5	160	33,7	53,7	7,25E-07	0,0001	37,7
13	JM13-1	0	120,0	56,4	1,07E-04	0,3850	74,0
	JM13-2	45	124,5	63,5	1,46E-05	0,0527	90,4
	JM13-3	90	141,4	72,1	1,28E-05	0,0460	87,5
	JM13-4	115	147,8	75,4	1,72E-05	0,0620	99,9
	JM13-5	138	43,2	20,3	3,32E-06	0,0120	99,8
	JM13-6	165	21,9	30,6	3,69E-06	0,0133	85,5
	JM13-7	195	21,4	36,4	6,57E-06	0,0237	87,5
14	JD14-1	0	104,6	58,6	1,13E-05	0,0408	72,3
	JD14-2	47	114,8	65,4	2,05E-06	0,0074	92,8
	JD14-3	110	132,2	62,1	1,94E-06	0,0070	87,9
	JD14-4	160	56,1	65,1	6,44E-07	0,0023	94,4
15	JD15-1	0	105,7	51,8	2,67E-06	0,0096	78,2
	JD15-2	28	126,8	73,6	2,44E-06	0,0088	96,9
	JD15-3	75	119,1	97,6	2,22E-05	0,0799	92,7

En la Tabla 6-11 se presenta un resumen de la información consignada en la Tabla 6-10



**Tabla 6-11. Resumen información Tabla 6-10**

Parámetro	Mínimo	Máximo	Media	Desviación
$\theta_g$	21.9	147.7	97.9	37.6
$\theta_v$	16.5	100.0	65.3	20.1
$K_s$ (cm/s)	5.14E-07	5.64E-04	5.43E-05	0.0
$S_r$	37.71	100	89.31	12.7

En principio se puede decir que la lámina equivalente o disponible de agua es una cantidad importante, lo que muestra de manera preliminar que el agua acumulada en la zona vadosa no es despreciable desde ningún punto de vista.

**6.2.2 Conductividad hidráulica saturada:** Ésta, en general, disminuye con la profundidad, excepto en algunos horizontes, donde por los cambios de facies se presenta el material con granulometría más gruesa. Está entre 7.22E-07 cm/s y 3.24E-04 cm/s con un valor medio de 5.43E-05 cm/s, las cuales corresponden a conductividades hidráulicas saturadas muy bajas y bajas (Tabla 6-12).

**Tabla 6-12. Conductividades Hidráulicas Saturadas según Kutilek (1994)**

Conductividad Hidráulica Saturada	Valor (cm/s)
Muy baja	$< 10^{-5}$
Baja	$10^{-5} - 10^{-4}$
Media	$10^{-4} - 10^{-3}$
Alta	$10^{-3} - 10^{-2}$
Excesiva	$> 10^{-2}$

Modificada de Vera 2001

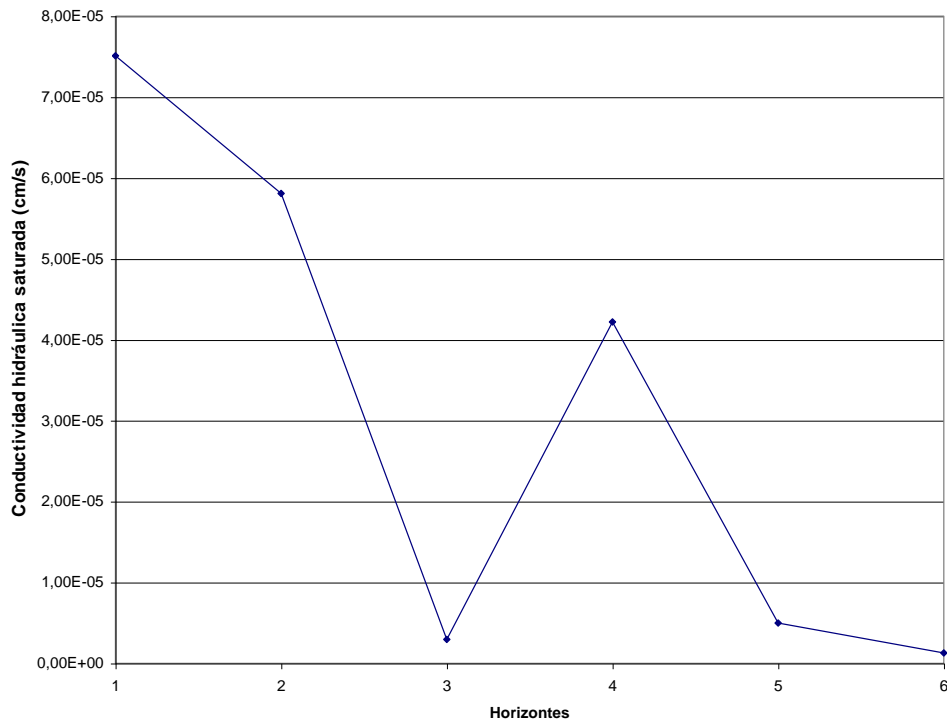
En la Tabla 6-13 y en la Figura 6-5 se muestran las conductividades hidráulicas saturadas por horizontes en las cenizas volcánicas.

**Tabla 6-13. Conductividades hidráulicas saturadas por horizontes**

<b>Horizonte</b>	<b>Conductividad Hidráulica Saturada (cm/s)</b>		
	<b>Mínima</b>	<b>Máxima</b>	<b>Media</b>
Olive Black	2.67E-06	3.24E-04	7.51E-05
<b><i>Light Olive Brown</i></b>	2.05E-06	3.43E-04	5.81E-05
<b><i>Moderate Olive Brown</i></b>	7.22E-07	1.94E-06	2.96E-06
<b><i>Light Olive Gray</i></b>	2.27E-06	8.22E-05	4.22E-05
Dusky Yellow	6.44E-07	2.22E-05	4.99E-06
<b><i>Pale Olive</i></b>	1.29E-06	1.29E-06	1.29E-06

Las variaciones en la conductividad hidráulica en cada uno de los horizontes diagnósticos son seguramente una respuesta a los cambios texturales (cambios laterales de facies) tan amplios que se presentan en cada uno de ellos. Sin embargo, se encuentra una muy buena concordancia entre los valores de la conductividad media y las texturas predominantes en cada uno de los horizontes diagnósticos, siendo ésta más baja entre mayor sea el contenido de arcillas, como por ejemplo: en el horizonte *Dusky Yellow*, donde predominan las cenizas arcillosas presenta un  $K_s$  medio de 4.94E-06 cm/s (muy bajo), el *Moderate Olive Brown*, que es arcillo-limoso presenta un  $K_s$  medio de 2.96E-06 (muy bajo aunque un poco más alto que el anterior) y el *Light Olive Brown*, con material limo-arcilloso tiene un  $K_s$  medio de 5.81E-05 (que sigue siendo muy bajo aunque un poco más alto que los anteriores).

Al comparar los valores medios de la conductividad hidráulica saturada con los propuestos en la tabla 6-12 se ve que todos caen en la clasificación de muy baja. Esto se debe manejar con cuidado porque es bien sabido que la conductividad medida en laboratorio es varios ordenes de magnitud menor que la medida en campo, lo cual es especialmente cierto en la zona donde se ha podido comprobar la gran cantidad de macroporos o canales preferenciales de flujo en los diferentes horizontes de cenizas volcánicas (permeabilidad secundaria).



**Figura 6-5. Conductividades hidráulica saturada por horizontes**

En la Tabla 6-13 y en la Figura 6-5 se puede ver como hay un descenso en la conductividad hidráulica saturada media con la profundidad en los tres primeros horizontes de la estratigrafía propuesta. Sin embargo, en el cuarto horizonte (*Light Olive Gray*) hay un incremento en  $K_s$  pero de éste hacia abajo la conductividad sigue disminuyendo. Esto reafirma lo encontrado con los parámetros físicos, donde se planteó la existencia de cenizas en la Terraza de Llanogrande provenientes de mínimo dos erupciones volcánicas diferentes.

El depósito aluvial (*Pale Greenish Yellow*) que se pudo muestrear en los puntos 4, 12 y 13 presenta una textura predominante de arena fina, sin embargo, su conductividad hidráulica saturada media ( $6.23E-07$  cm/s) es más baja que la de las arcillas esto se puede deber a fenómenos de consolidación en el depósito.

**6.2.3 Curvas características:** Los análisis de tensión de humedad (succión necesaria para liberar el agua del suelo) se hicieron para las muestras de los puntos 3, 4, 11, 12, 13, 14 y

15 y los resultados de humedad gravimétrica para cada tensión analizada se presentan en la Tabla 6-14.

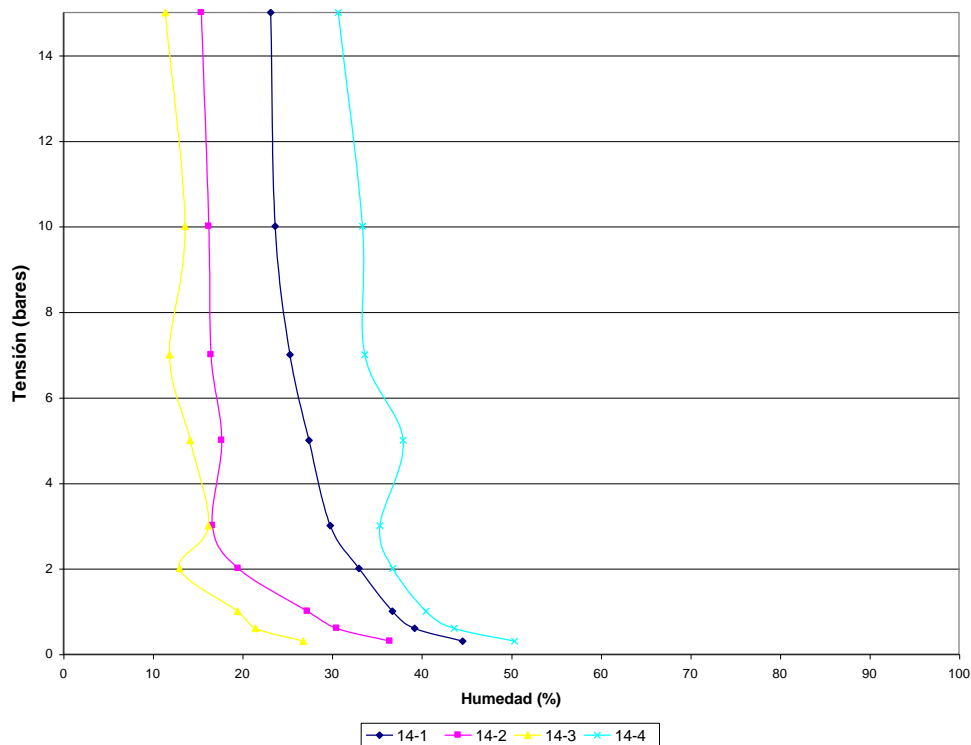
Con la información consignada en la Tabla 6-14 se pueden trazar las curvas características, para cada una de las muestras de suelo. En la Figura 6-6 se presentan las curvas correspondientes al punto 14, tensión en bares contra porcentaje de humedad volumétrica, se aprecia como la mayor pérdida de humedad se da a tensiones bajas (más o menos hasta los tres bares), mientras que a tensiones mayores el agua se libera muy lentamente, haciéndose asintótica la curva. Otro aspecto a resaltar en la gráfica es el control de la textura, las muestras 14-1 y 14-2 (azul oscuro y claro respectivamente) cuyas curvas se encuentran más hacia la derecha del gráfico corresponden a materiales arcillosos mientras que las muestras 14-2 y 14-3 que son limos-arcillosos están al lado izquierdo. En la muestra 14-3 (amarillo) el contenido de arcilla es menor que en la 14-2, de acuerdo con los resultados arrojados por el Coulter, por lo cual su curva está mucho más a la izquierda en la figura. Esto sólo corrobora algo que han dicho muchos autores y es que entre más finos son los materiales mayor es su capacidad de retener humedad.

La mayoría de los autores aceptan que la Capacidad de Campo (CC: humedad a la cual el suelo no pierde más agua por gravedad, estando inicialmente saturado) se da alrededor de los 0.3bares y que el punto de Marchitez (PM: humedad a la cual las plantas ya no encuentran en el suelo el agua indispensable para sobrevivir y se marchitan definitivamente) se encuentra del orden de los 15bares. El agua que puede drenar libremente por gravedad en un estrato cualquiera está dada por la diferencia entre la humedad de saturación y la humedad a capacidad de campo. El agua disponible para las plantas es la diferencia entre la humedad a capacidad de campo y la humedad a punto de marchitamiento. En la Tabla 6-14 se presenta esta diferencia encontrándose que presenta un valor máximo de 58.18%, mínimo de 10.66% y medio de 29.54% con lo cual se puede afirmar que una tercera parte de la humedad volumétrica en las cenizas volcánicas está disponible para las plantas y la evapotranspiración.

**Tabla 6-14 Resultados retención de humedad.**

Muestra	Humedad a Diferentes Tensiones (bares)								CC-PM
	0,3	0,6	1,0	2,0	3,0	5,0	10,0	15,0	
JM3-1	59,5	52,0	49,1	42,8			36,0	28,7	30,9
JM3-2	83,7	74,1	62,3		57,8		53,2	40,1	43,7
JM4-1	72,3	62,9	59,0	58,1			49,5	37,5	34,9
JM4-2	74,9	70,7	67,2	62,0	59,6	56,8	54,6	47,1	27,8
JM4-3	86,2	69,9			69,5	65,2	50,6	46,8	39,4
JM4-4	57,9		48,0	40,9	30,1	28,8	20,3	18,7	39,2
JM4-5	47,9	44,5	39,5	38,4	33,0	26,9	18,2	16,5	31,4
JM11-1	65,6	61,2	53,8	51,5	44,5		26,5	25,5	40,1
JM11-2	84,9	79,3	79,0	72,1	64,2		56,9	48,1	36,8
M32	26,9		19,4	18,2			16,9	16,3	10,7
JM12-1	95,2	90,1	85,2	80,1	71,0		66,0	54,9	40,3
JM12-2	78,0	73,8	72,0	62,4		58,6	54,3	41,9	36,0
JM12-3	100,0		94,6	87,0	76,6		66,4	61,6	38,4
JM12-4	100,0	100,0	73,9	69,2	64,5		52,0	46,8	53,2
JM12-5	40,9	38,2			34,3		28,5	28,2	12,7
JM13-1	50,3	46,4		43,9	40,6		35,5	28,0	22,2
JM13-2	59,0	55,9	55,2	50,7	48,0		42,1	36,0	23,0
JM13-3	99,6	94,2	92,4	88,2		77,7	66,0	61,0	38,6
JM13-4	36,4	36,4	36,4	33,0	30,3	29,5	23,9	23,2	13,2
JM13-5	73,7	69,9	68,0	65,1	61,6	60,1	46,3	41,5	32,2
JM13-6	85,0	78,2	69,0	53,3	48,4		37,2	26,8	58,2
JM13-7	38,8		38,2	32,4	30,6	29,0	26,9	20,0	18,8
JM14-1	44,6	39,2	36,7	33,0	29,8	27,4	23,7	23,2	21,4
JM14-2	36,5	30,5	27,3	19,5	16,6	17,7	16,2	15,4	21,0
JM14-3	26,8	21,5	19,5	13,0	16,2	14,2	13,6	11,4	15,4
JM14-4	50,4	43,7	40,5	36,8	35,4	37,9	33,4	30,7	19,7
JM15-1	42,2	36,7	33,5	26,4	23,4	25,5	23,5	22,0	20,1
JM15-2	32,4	28,2	25,0	18,0	15,2	16,0	15,9	13,9	18,5
JM15-3	36,1	30,6	27,5	25,2	23,8	14,8	16,9	17,1	19,0

Al momento de analizar esta información por horizontes, se encontró que hay una gran variabilidad de la humedad a una tensión determinada para un mismo horizonte en los diferentes puntos de muestreo (Tablas 6-15 y 6-16).



**Figura 6-6. Curvas características Punto 14**

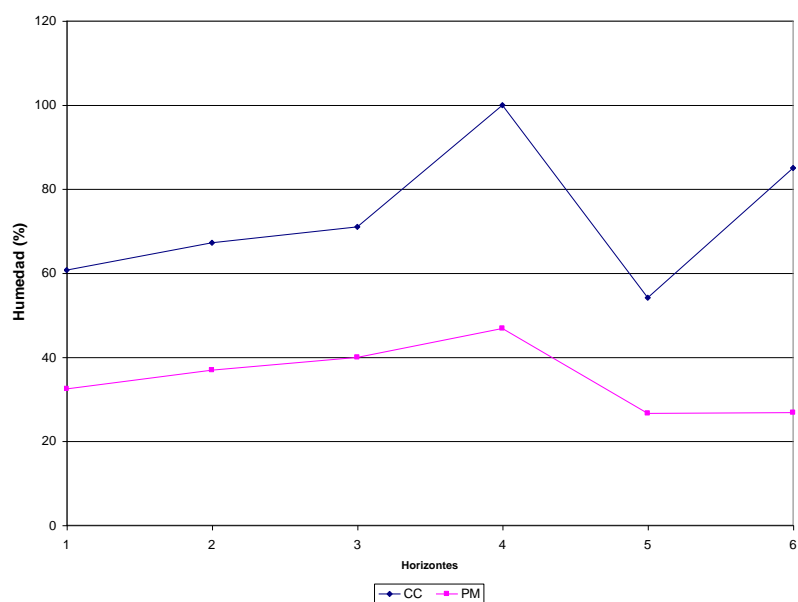
La alta inestabilidad encontrada para este parámetro (porcentaje de humedad retenida) se explica por la dependencia que él tiene con la textura y estructura del suelo, que como se dijo anteriormente son altamente variables. Al estudiar los valores medios por horizontes (Figura 6-7 y Tablas 6-15 y 6-16) se puede ver que hasta el *Light Olive Gray* hay un aumento progresivo de la humedad a capacidad de campo y a punto de marchitez, para después disminuir bruscamente en el horizonte *Dusky Yellow* y continuar con una tendencia a la baja hasta el Depósito Aluvial (que es el menor de todos) especialmente para las humedades a los 15bares. Esto está de acuerdo con lo encontrado para la conductividad hidráulica saturada y para los parámetros físicos de las cenizas, donde se dijo que hasta el tercer horizonte existía un comportamiento de las propiedades diferente del resto de horizontes del suelo de la Terraza de Llanogrande.

**Tabla 6-15. Humedad volumétrica a 0.3 bares de tensión en los horizontes**

<b>Horizonte</b>	<b>Puntos de Muestreo</b>						<b>Valor Medio</b>
	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	
<b>Olive Black</b>	59.5	72.23	95.2	50.3	44.6	42.2	60.7
<i>Light Olive Brown</i>	83.7	74.9	78.0	65.0	36.5		67.2
<i>Moderate Olive Brown</i>		86.2	99.8		26.8		71.0
<i>Light Olive Gray</i>			99.9				99.9
<i>Dusky Yellow</i>		57.9		73.7	50.4	34.3	54.1
<i>Pale Olive</i>				85.0			85.0
Depósito Aluvial		47.9	40.9	38.8			42.5

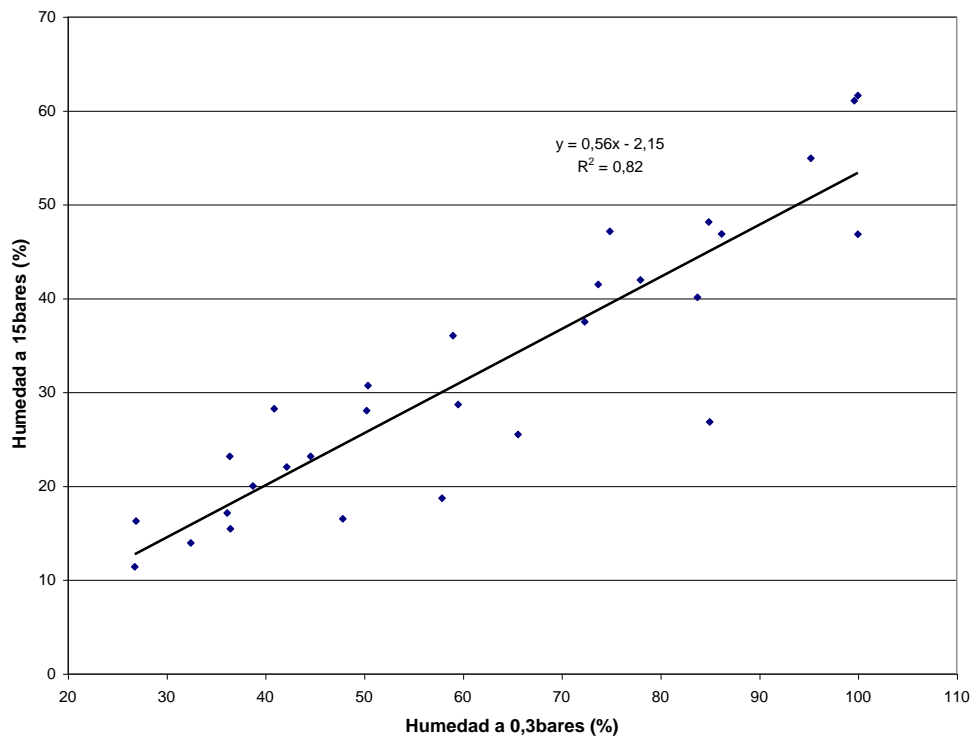
**Tabla 6-16. Humedad volumétrica a 15 bares de tensión en los horizontes**

<b>Horizonte</b>	<b>Puntos de Muestreo</b>						<b>Valor Medio</b>
	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	
<b>Olive Black</b>	28.7	37.5	54.9	28.0	23.2	22.0	32.4
<i>Light Olive Brown</i>	40.1	47.1	41.9	40.1	15.4		36.9
<i>Moderate Olive Brown</i>		46.8	61.6		11.4		39.9
<i>Light Olive Gray</i>			46.8				46.8
<i>Dusky Yellow</i>		18.7		41.5	30.7	15.5	26.6
<i>Pale Olive</i>				26.8			26.8
Depósito Aluvial		16.5	28.2	20.0			21.6



**Figura 6-7. Humedad promedio a CC y PM por horizontes**

En la realización de este trabajo se tuvo mucha dificultad desde el punto de vista logístico y operativo para la estimación de la humedad a 15bares de las diferentes muestras, por lo cual se intentó encontrar alguna forma de estimarla con base en otro parámetro. Con la variable que mayor afinidad se le encontró fue con la humedad a 0.3bares, cuya relación se presenta en la Figura 6-8.



**Figura 6-8. Relación entre la humedad a 0.3 bares y a 15 bares**

De los puntos graficados se deduce que entre estas dos humedades, en la zona de estudio, existe una relación lineal, con un coeficiente de correlación del 82%, que se puede expresar mediante la ecuación:

$$y = 0.56x - 2.15 \quad (R^2 = 0.82) \quad (6-2)$$



Donde:

y: porcentaje de humedad a 15bares

x: porcentaje de humedad a 0.3bares

Establecida la hipótesis sobre los dos eventos volcánicos, se hizo el grafico únicamente para los tres primeros horizontes (*Olive Black*, *Light Olive Brown* y *Moderate Olive Brown*)

ya que estos conforman la unidad de suelo superficial desarrollada sobre las cenizas volcánicas más recientes depositadas en el área, encontrándose que el ajuste lineal entre estos dos parámetros mejora sustancialmente ( $R^2$  pasa de 0.82 a 0.95) (Figura 6-9). La ecuación de la recta se puede expresar de la siguiente manera:

$$y = 0.63x - 5.67 \quad (R^2 = 0.95) \quad (6-3)$$

Donde:

y: porcentaje de humedad a 15bares en los tres primeros horizontes

x: porcentaje de humedad a 0.3bares en los tres primeros horizontes

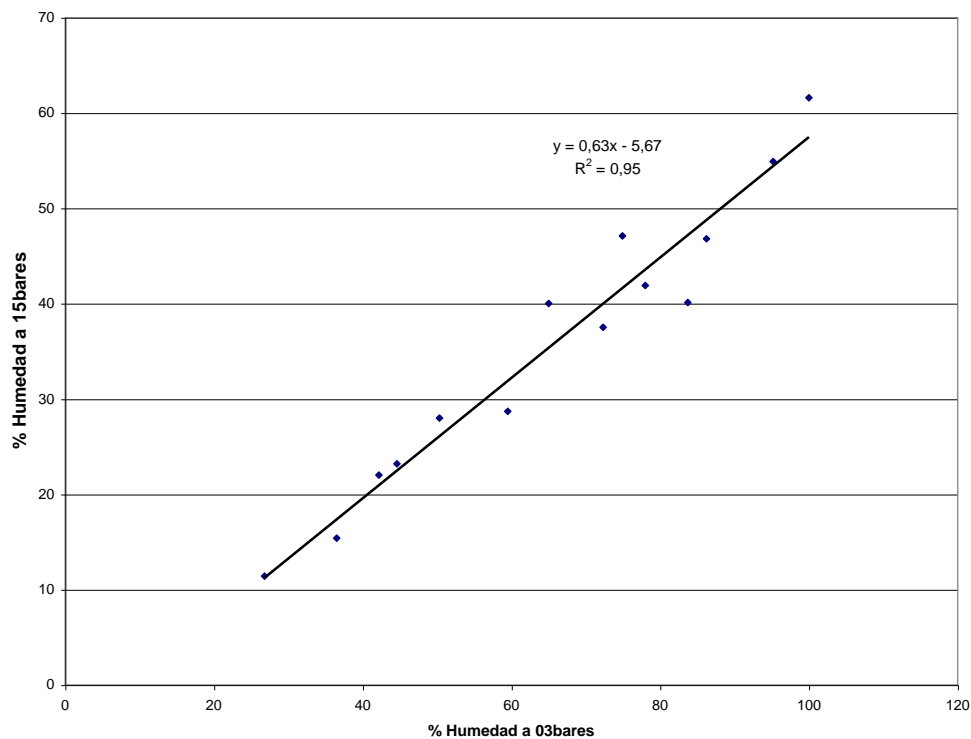


Figura 6-9. Relación entre las humedades retenidas a 0.3bares y a 15bares para los tres primeros horizontes

Las gráficas 6-8 y 6-9 muestran, simplemente, que la cantidad de agua retenida en los diferentes tipos de suelos es función de la succión ejercida sobre ella y que a mayor tensión menor es el contenido de agua.

Samper (1997), evaluando la recarga por lluvia, introduce el concepto de Reserva Útil, definida como el volumen de agua por unidad de superficie del suelo que está contenida entre los estados correspondientes a la capacidad de campo ( $\theta_{CC}$ ) y el punto de marchitez ( $\theta_{PM}$ ), es decir,

$$RU = b_s (\theta_{CC} - \theta_{PM}) \quad (6-4)$$

Donde  $b_s$  es el espesor del suelo. En su trabajo él encontró que éste es el parámetro que más influye en la magnitud de la recarga en tránsito, del flujo hipodérmico y de la recarga. En el caso de este trabajo se calcula con los espesores, capacidad de campo y punto de marchitez promedios por horizontes (Tabla 6-17).

**Tabla 6-17. Reserva Útil por Horizontes**

<b>Horizonte</b>	<b><math>b_s</math> (mm)</b>	<b><math>\theta_{CC}</math> (%)</b>	<b><math>\theta_{PM}</math> (%)</b>	<b><math>\theta_{CC} - \theta_{PM}</math></b>	<b>RU (mm)</b>
<b>Olive Black</b>	350	60.7	32.4	0.283	99.1
<i>Light Olive Brown</i>	600	67.2	36.9	0.303	181.8
<i>Moderate Olive Brown</i>	400	71.0	39.9	0.311	124.4
<i>Light Olive Gray</i>	125	99.9	46.8	0.531	66.4
<i>Dusky Yellow</i>	550	54.1	26.6	0.275	151.3
<i>Pale Olive</i>	125	85.0	26.8	0.582	72.8
Depósito Aluvial	1500	42.5	21.6	0.209	313.5

Como era de esperarse la reserva útil superior la tiene el depósito aluvial, dado su mayor espesor dentro de la columna típica de suelo. En las cenizas volcánicas los valores más altos los presentan los horizontes *Light Olive Brown* y *Dusky Yellow* respectivamente, pero en general todos los horizontes presentan cantidades interesantes y en conjunto se puede hablar de una Reserva Útil de 695.8mm de agua en las cenizas volcánicas.

## 7. INFILTRACIÓN

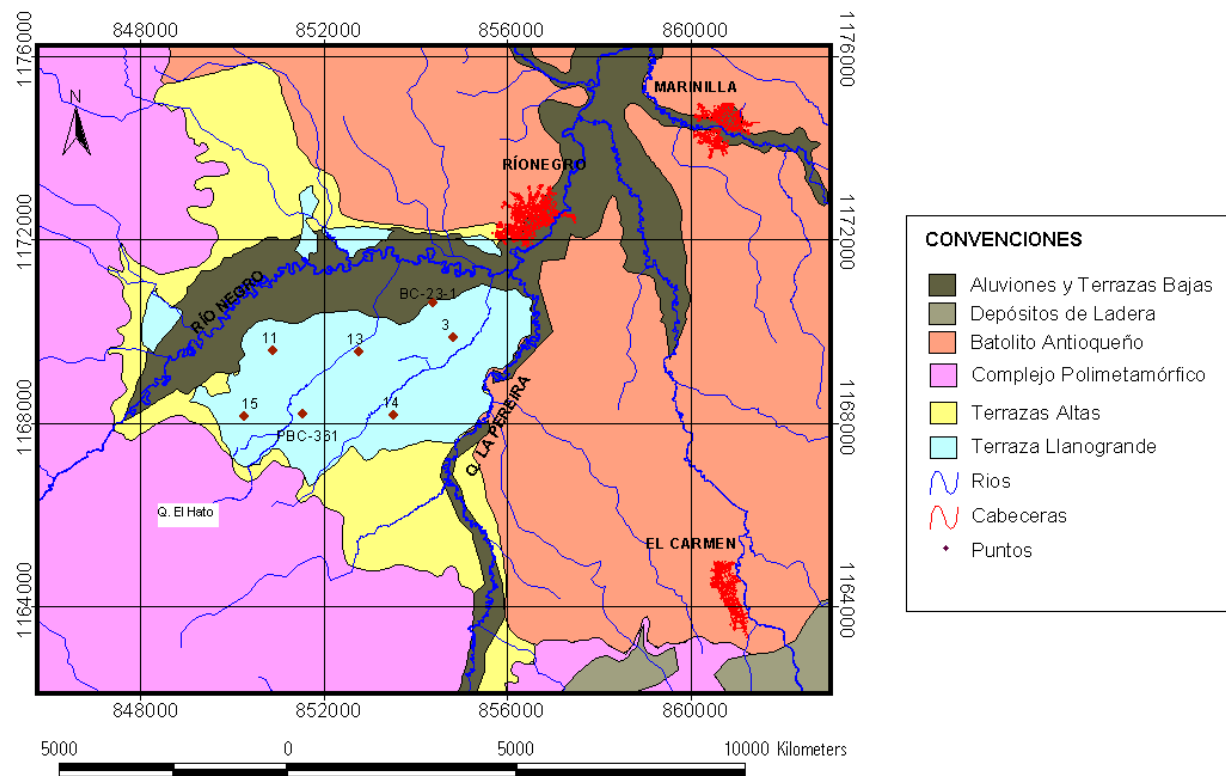
En la Tabla 7-1 y en la Figura 7-1 se presenta la ubicación de los puntos, en coordenadas planas con origen en Bogotá, donde se hicieron los ensayos de infiltración. En su mayoría corresponden a sitios donde se realizaron los sondeos debido a que la tasa de infiltración está influida, entre otros factores, por las propiedades del suelo (textura, estructura y porosidad) y el gradiente de humedad.

**Tabla 7-1. Ubicación de los ensayos de infiltración**

<b>PUNTO</b>	<b>ESTE (m)</b>	<b>NORTE (m)</b>	<b>COTA (m)</b>
<b>3</b>	854773	1169780	2120
<b>11</b>	850842	1169500	2120
<b>13</b>	852712	1169480	2120
<b>14</b>	853477	1168111	2120
<b>15</b>	850199	1168095	2120
<b>BC-23-1*</b>	854324	1170550	2120
<b>PBC-361*</b>	851494	1168144	2120

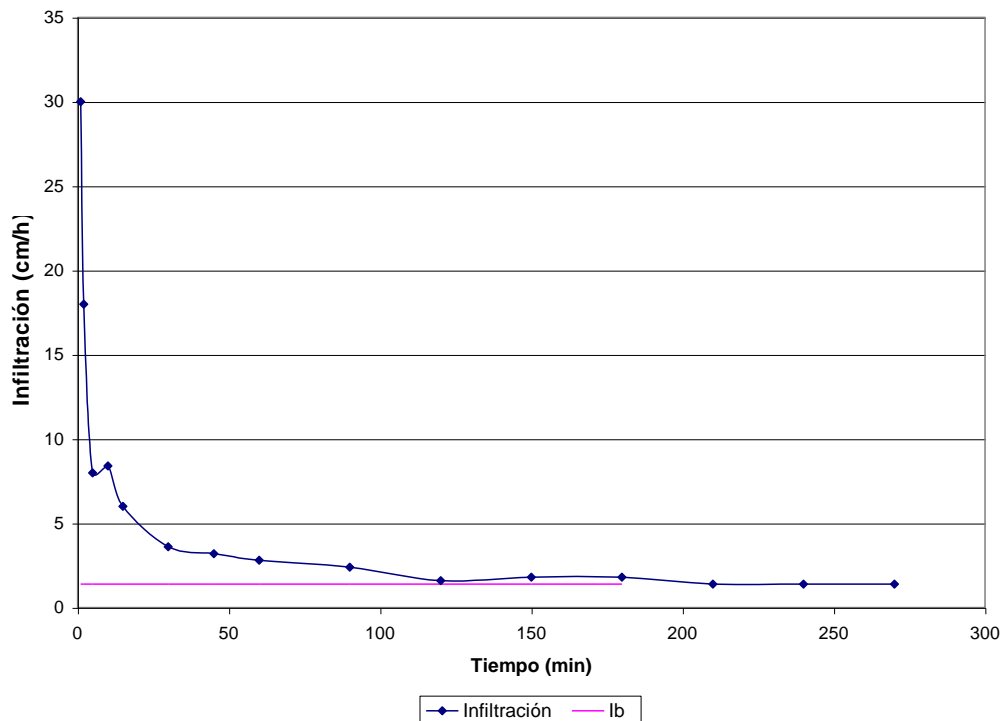
Los puntos BC-23-1 y PBC-361 (\*) fueron realizados por Vera, 2001

Los puntos de ensayo se distribuyeron tratando de cubrir completamente el cuerpo principal de la Terraza, 18 km<sup>2</sup> que corresponden a la parte Sur. Las pequeñas porciones de Terraza en la parte Norte no se consideraron por su diminuto tamaño y por tener poca influencia en la recarga de los acuíferos.



**Figura 7-1. Ubicación de los ensayos de infiltración**

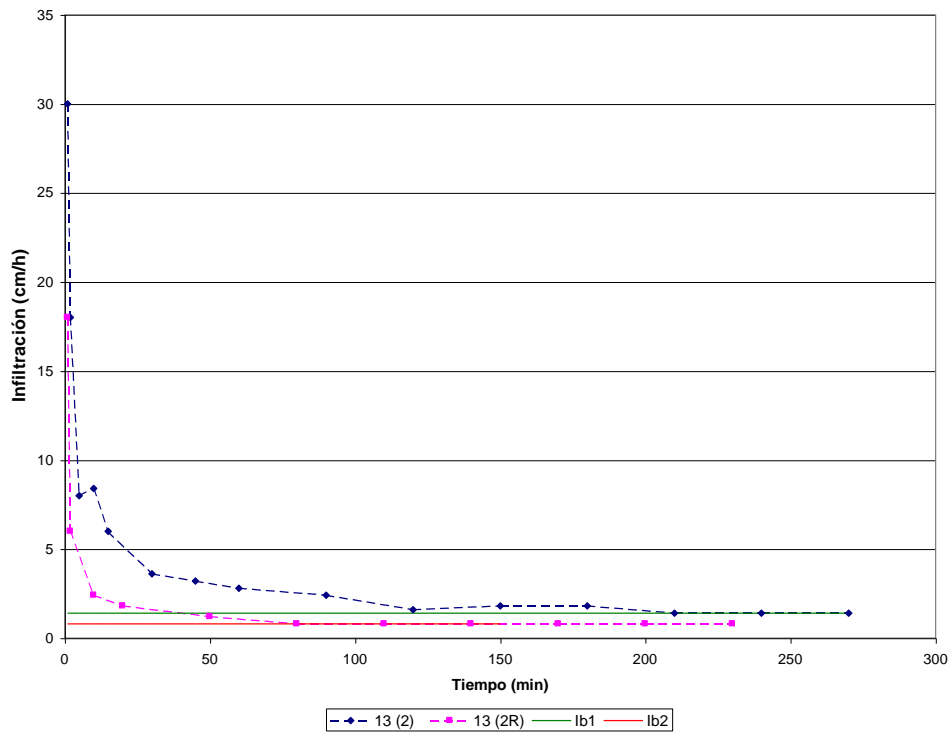
Una curva típica de infiltración se puede ver en la obtenida en uno de los ensayos realizados en el punto 13 (Figura 7-2). Tiene una forma potencial o exponencial que tiende a ser asintótica con el tiempo. Cuando la velocidad de infiltración toma un valor aproximadamente constante con respecto al tiempo se le conoce como infiltración básica ( $I_b$ ) (Vergara, 1997). El valor de la curva de infiltración donde corta el eje de las ordenadas se conoce como infiltración inicial ( $I_0$ ). Esta es una curva bastante suave con un comportamiento muy típico desde el punto de vista teórico, sólo en la lectura de los 10 minutos presenta un punto con una velocidad de infiltración más alta de lo esperado pues la tasa es de 8.4 cm/h mientras que a los 5 minutos era de 8.0 cm/h y lo “normal” es que la tasa de infiltración disminuya con el incremento del tiempo hasta estabilizarse en el valor de la velocidad de infiltración básica. Esto no es tan anormal desde el punto de vista físico; podría deberse, por ejemplo, a que el frente húmedo llegó a una pequeña grieta y mientras la satura la tasa de infiltración se aumenta para luego volver a su estado normal.



**Figura 7-2. Curva típica de infiltración**

## 7.1 EVALUACIÓN DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL

Para la evaluación de la variabilidad espacial local se hicieron ensayos simultáneos en el mismo sitio (a unos 20 m aproximadamente el uno del otro) en los puntos 13, 14 y 15, encontrando que la variación de la infiltración básica ( $I_b$ ) es muy baja con el cambio de ubicación. Por ejemplo, en el punto 13, donde se repitió el segundo ensayo,  $I_b$  cambió de 0.8 cm/h ( $I_{b2}$ ) a 1.4 cm/h ( $I_{b1}$ ) (Figura 7-3) y en el punto 15, donde se repitió el tercer ensayo, de 7.8 cm/h ( $I_{b1}$ ) a 9.0 cm/h ( $I_{b2}$ ) (Figura 7-4) que para efectos prácticos son valores iguales. Esto demuestra que la variabilidad espacial local del fenómeno de infiltración para estas distancias no es muy importante en estos puntos, seguramente atribuible a muy pequeños cambios laterales de facies, condiciones muy iguales de humedad y de posición del nivel freático.



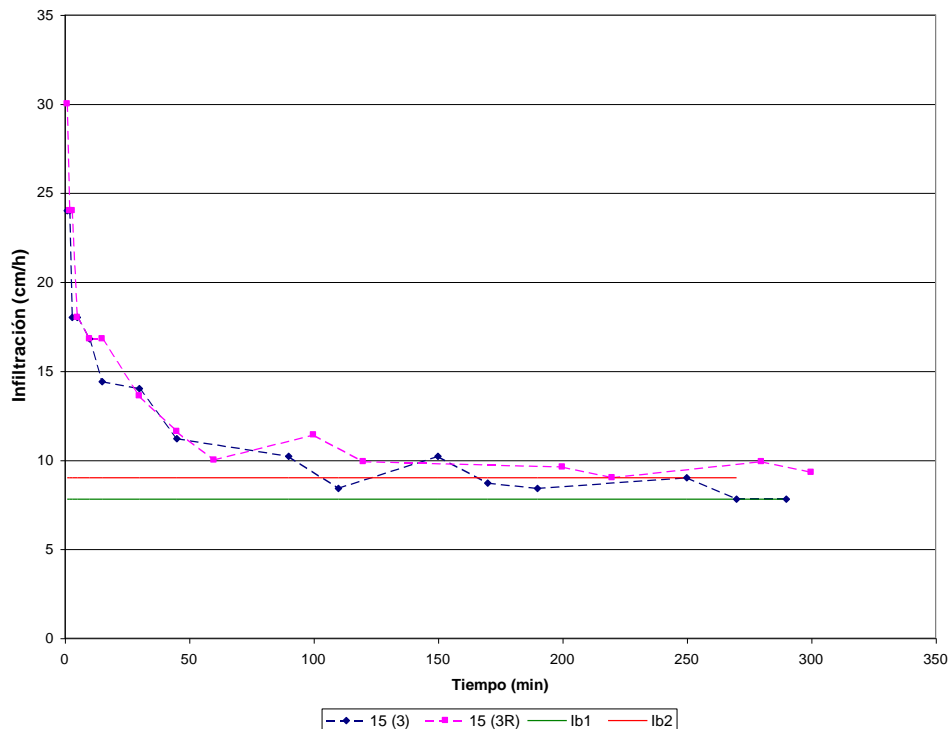
**Figura 7-3. Variación espacial en el punto 13**

13 (2): Es el segundo ensayo de infiltración que se hace en el punto 13

13(2R): Es la repetición del segundo ensayo de infiltración en el punto 13 a 20m de distancia

I<sub>b</sub>1: Infiltración básica para el ensayo 3(2)

I<sub>b</sub>2: Infiltración básica para el ensayo 3(2R)



**Figura 7-4. Variación espacial en el punto 15**

15(3): Es el tercer ensayo de infiltración que se hace en el punto 15

15(3R): Es la repetición simultánea del ensayo de infiltración numero 3 en el punto 15

I<sub>b</sub>1: Infiltración básica para el ensayo 15(3)

I<sub>b</sub>2: Infiltración básica para el ensayo 15(3R)

Lo que se aprecia en las dos figuras anteriores es que  $I_{b1} \cong I_{b2}$  para cada uno de los puntos donde se realizaron los ensayos.

## 7.2 EVALUACIÓN DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL

Para la evaluación de la variabilidad temporal se repitieron los ensayos en meses con distintas condiciones climáticas buscando que el nivel freático estuviera en diferentes horizontes del suelo. Además, se hicieron los ensayos en momentos diferentes pero donde el nivel freático estuviera en un mismo horizonte, es decir, a profundidades similares. Todo

esto porque se partió de la hipótesis de que la posición del nivel freático, en suelos estratificados, condiciona el fenómeno de infiltración, específicamente al parámetro denominado infiltración básica ( $I_b$ ).

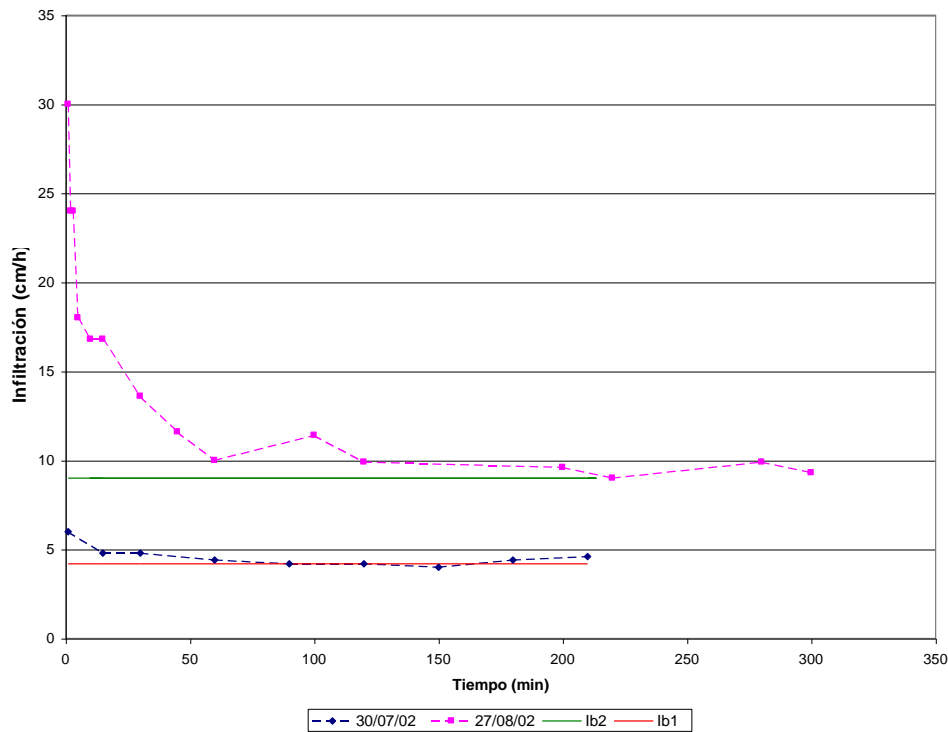
En el caso del punto 15, para dos ensayos realizados con un mes de separación (Tabla 7-2) se presentan valores de Infiltración básica ( $I_b$ ) bastante diferentes (Figura 7-5), cambiando de 4.2 cm/h ( $I_{b1}$ ) a 9.0 cm/h ( $I_{b2}$ ). El nivel freático en el primer caso, para el ensayo del 30/07/02, se encontraba en un horizonte de menor conductividad hidráulica (88E-04 cm/h) y para el segundo ensayo, del 27/08/02, aunque el nivel freático está más profundo, el nuevo horizonte donde se encuentra presenta una conductividad hidráulica mayor (799E-04 cm/h). De este primer caso se puede plantear la hipótesis que hay una relación directamente proporcional entre el valor de la infiltración básica ( $I_b$ ) y la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) del horizonte donde se encuentre el nivel freático al momento del ensayo en los suelos estratificados.

**Tabla 7-2. Infiltración en el punto 15**

<b>Fecha</b>	<b>N. Freático (m)</b>	<b>Horizonte</b>	<b><math>K_s</math> (cm/h)</b>	<b><math>I_b</math> (cm/h)</b>
30/07/02	0.5	Dusky Yellow Arcilloso-limoso	0.0088	4.2
27/08/02	1.2	Dusky Yellow Franco arcilloso	0.0799	9

En el punto 14, al evaluar un período de mes y medio aproximadamente (Tabla 7-3) se encuentra lo que es una confirmación de los resultados en el punto 15, debido a que se obtiene una infiltración básica mayor cuando el nivel freático está en un horizonte de conductividad hidráulica más alta (Figura 7-6).





**Figura 7-5. Cambio en la Infiltración en el punto 15 con el tiempo**

Donde:

30/07/02: Ensayo realizado en el punto 15 en esa fecha

27/08/02: : Ensayo realizado en el punto 15 en esa fecha

I<sub>b2</sub>: Infiltración básica para el ensayo del 27/08/02

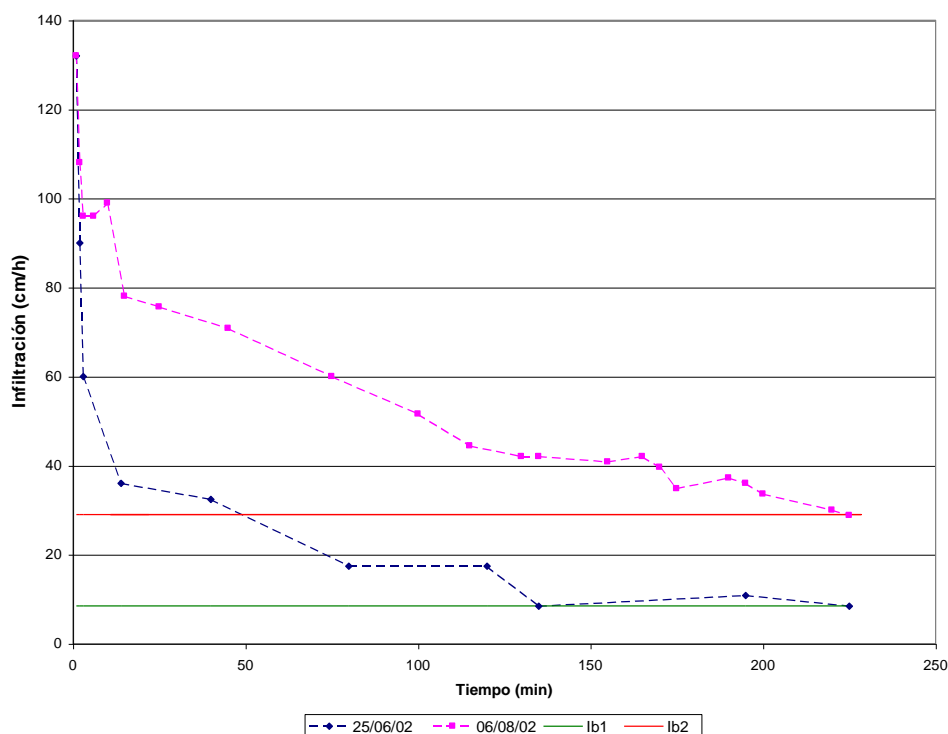
I<sub>b1</sub>: Infiltración básica para el ensayo del 30/07/02

**Tabla 7-3. Infiltración en el punto 14**

Fecha	N. Freático (m)	Horizonte	K <sub>s</sub> (cm/h)	I <sub>b</sub> (cm/h)
25/06/02	NE*			8.5
06/08/02	1.80	Dusky Yellow Franco arcilloso	0.0023	29

\*No encontrado

El nivel freático en el ensayo del 25/06/02 no se encontró por la limitante del equipo de perforación, el cual para penetrar más de 2.5 m presenta grandes dificultades. Además, apoyados en los datos pluviográficos de Corpoica (Estación La Selva) que muestran que en los 10 días anteriores al 25 de junio se registraron 5.1mm de lluvia acumulados, mientras que para el mismo intervalo de tiempo antes del 06 de agosto se registraron 17.3 mm de lluvia acumulados, se puede justificar un nivel freático más profundo, para el ensayo del 25/06/02, por la presencia de un período más seco. De otro lado, suponiendo un comportamiento en la conductividad hidráulica como los presentados para los horizontes de este punto en la Tabla 6-4 se esperaría un horizonte con una más baja conductividad lo que explicaría una  $I_b$  más baja para el primer ensayo.



**Figura 7-6. Cambio en la infiltración con el tiempo en el punto 14.**

25/06/02: Ensayo realizado en el punto 14 en esa fecha

06/08/02: : Ensayo realizado en el punto 14 en esa fecha

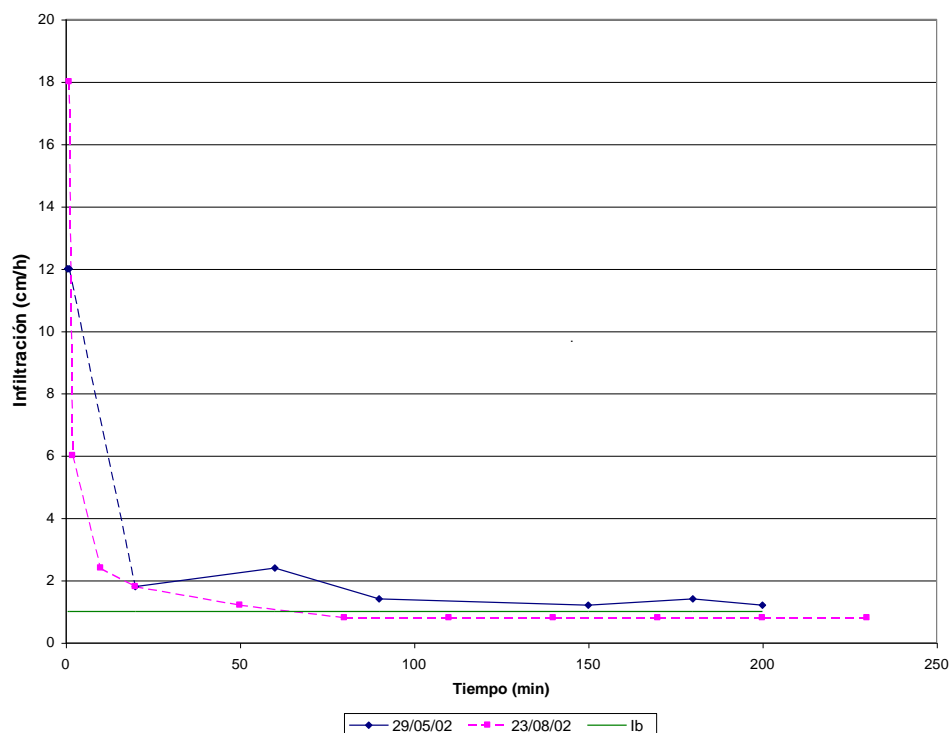
$I_{b2}$ : Infiltración básica para el ensayo del 06/08/02

I<sub>b</sub>1: Infiltración básica para el ensayo del 25/06/02

En el caso del punto 13, para ensayos repetidos con tres meses de separación (Tabla 7-4), se encontró que, aunque el nivel freático está en horizontes diferentes, las infiltraciones básicas son casi iguales, estando entre 1.2 cm/h y 0.8 cm/h (Figura 7-7) ya que las conductividades hidráulicas de dichos horizontes son similares (13E-03 cm/h y 24E-03 cm/h).

**Tabla 7-4. Infiltración en el punto 13**

Fecha	N. Freático (m)	Horizonte	K <sub>s</sub> (cm/h)	I <sub>b</sub> (cm/h)
29/05/02	1.6	Dusky Yellow Arena fina	0.013	1.2
23/08/02	2.4	Depósito Aluvial Arena	0.024	0.8



### Figura 7-7. Cambio en la infiltración con el tiempo para el punto 13

29/05/02: Ensayo realizado en el punto 13 en esa fecha

23/08/02: : Ensayo realizado en el punto 13 en esa fecha

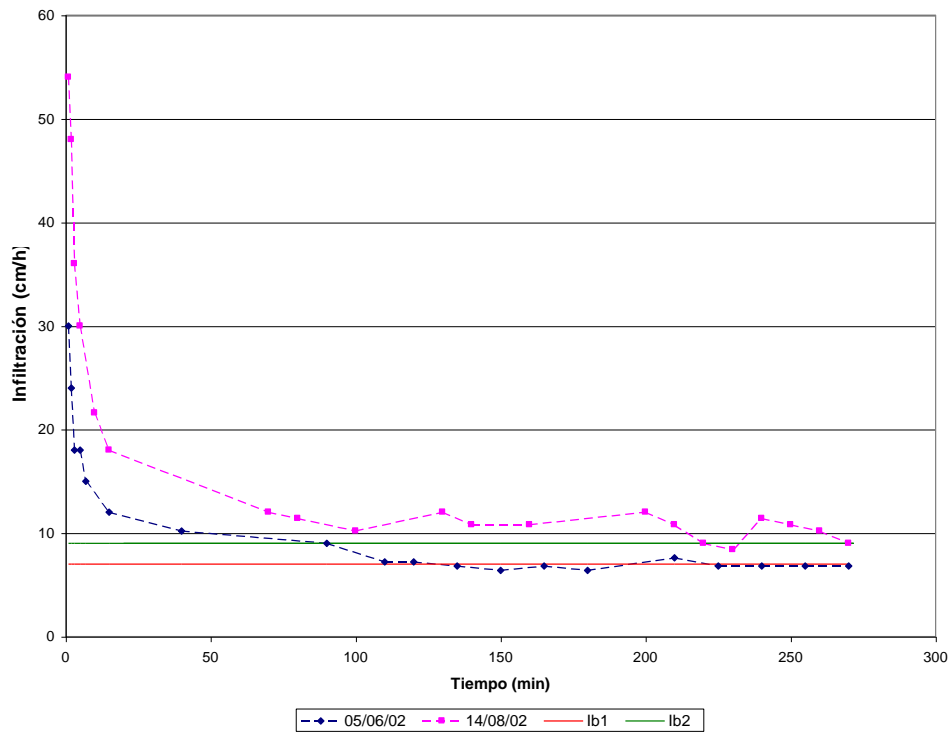
$I_b$ : Infiltración básica media para los dos ensayos por ser muy iguales

En el caso del punto 3, en dos momentos distintos separados por dos meses (Tabla 7-5), el nivel freático se encontró en el mismo horizonte “*Light Olive Brown*”, produciendo como resultado dos curvas de infiltración con  $I_b$  muy igual de 7.0 cm/h y 9.0 cm/h respectivamente los cuales para efectos prácticos son valores iguales (Figura 7-8). Las ecuaciones teóricas también son muy similares.

**Tabla 7-5. Parámetros encontrados para el punto 3**

Fecha	N. Freático (m)	Horizonte	$K_s$ (cm/h)	$I_b$ (cm/h)
05/06/02	0.5	Light Olive Brown Limo-arcilloso	0.06	7.0
14/08/02	1.0	Light Olive Brown Limo-arcilloso	0.06	9.0

En este caso  $I_{b1} \cong I_{b2}$ , mostrando poca variabilidad en el tiempo por la presencia del nivel freático en el mismo horizonte.



**Figura 7-8. Cambio en la infiltración con el tiempo para el punto 3.**

05/06/02: Ensayo realizado en el punto 13 en esa fecha

14/08/02: : Ensayo realizado en el punto 13 en esa fecha

I<sub>b</sub>2: Infiltración básica para el ensayo del 14/08/02

I<sub>b</sub>1: Infiltración básica para el ensayo del 05/06/02

### 7.3 EVALUACIÓN DE LAS VELOCIDADES DE INFILTRACIÓN

Para el análisis de las velocidades de infiltración se puede emplear la tabla propuesta por Malagón (1976) en Moreno Rodríguez (1983) (Tabla 7-6).

De acuerdo con la Tabla 7-6 las velocidades infiltración para los puntos analizados se pueden catalogar como:

- ❖ Puntos 14 y 11: Presentan velocidades de Moderadas a Muy Rápidas.
- ❖ Puntos 15 y 3: Presentan velocidades de Moderadas a Rápidas.
- ❖ Puntos PBC 361, BC 23-1 y 13: Presentan velocidades de Lentas a Moderadas.

**Tabla 7-6. Clasificación de las velocidades de infiltración (cm/h)**

<b>Categoría</b>	<b>Mazurak (1970)</b>	<b>Kohnke (1968)</b>	<b>Bonnet (1950)</b>
<b>Muy Rápida</b>	> 25.4	> 25.4	> 25.0
<b>Rápida</b>	2.54 – 25.4	12.7 – 25.9	6.4 – 25.0
<b>Moderada</b>	0.254 – 2.54	2.0 – 12.7	2.0 – 6.4
<b>Lenta</b>	0.0254 – 0.254	0.1 – 2.0	0.13 – 2.0
<b>Muy Lenta</b>	0.00254 – 0.0254	<0.1	<0.13

Tomado de Malagón (1976) en Moreno Rodríguez (1983)

Esto parecería estar indicando la presencia de una franja SW-NE en la parte central de la zona con más baja velocidad de infiltración, asociada a la Quebrada El Hato al menos por su cercanía (Figura 7-1). Pero en general se puede decir que en la zona la velocidad de infiltración se encuentra entre Moderada y Muy Rápida lo cual se evidencia en la existencia de pocos drenajes superficiales en una zona de elevada pluviosidad. Esto muestra que las bajas conductividades hidráulicas saturadas encontradas en el laboratorio no son representativas del fenómeno en campo y que éstas sólo sirven para realizar análisis comparativos entre los diferentes horizontes.

Al comparar las velocidades de infiltración de los diferentes puntos donde se hicieron los ensayos en la zona con la tabla de velocidad de infiltración de acuerdo con la granulometría del suelo (Tabla 7-7) propuesta en la página de internet [www.ELRIEGO.com](http://www.ELRIEGO.com) se encuentra que las velocidades halladas para la infiltración básica en los puntos analizados, a pesar de tener granulometrías finas (limo-arcillosas en promedio), se comportan como suelos muy arenosos. Esto seguramente ocasionado por la estructura compleja y un gran desarrollo de macroporos o canales preferenciales que se producen en las cenizas volcánicas (permeabilidad secundaria).

**Tabla 7-7. Velocidades de Infiltración para Diferentes Suelos**

Suelo	Velocidad de Infiltración (cm/h)
Muy Arenoso	2.0 – 2.5
Arenoso	1.5 – 2.0
Limo-arenoso	1.0 – 1.5
Limo-arcilloso	0.8 – 1.0
Arcilloso	<0.8

Tomada de [www.ELRIEGO.com](http://www.ELRIEGO.com)

#### 7.4 RELACIÓN INFILTRACIÓN – HUMEDAD ANTECEDENTE

Tratando de mostrar la relación existente entre la humedad antecedente de la capa más superficial (*Olive Black*) con la infiltración inicial para los puntos 14 y 15, en los diferentes ensayos realizados, se presenta la Tabla 7-8.

**Tabla 7-8. Relación Humedad antecedente – Infiltración Inicial puntos 14 y 15**

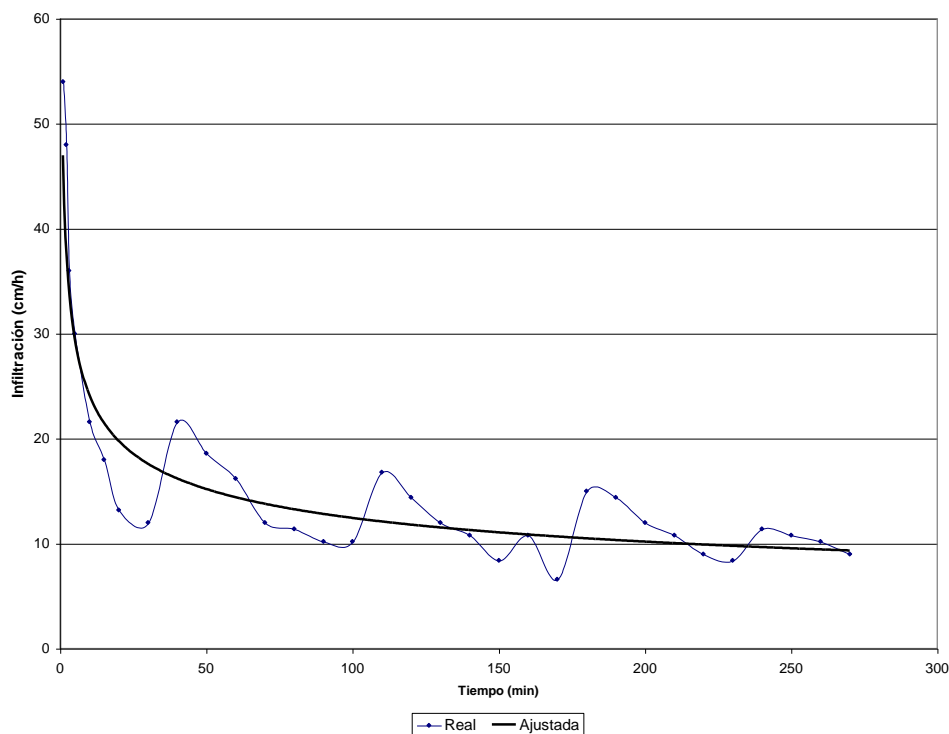
Punto	Fecha	Humedad Volumétrica (%)	Infiltración Inicial (cm/h)
14	25/06/02	49.2	130
	06/08/02	47.5	130
15	28/06/02	46.6	30
	30/07/02	54.4	6
	27/08/02	49.5	25
	27/08/02	49.5	30

Para cada uno de los puntos evaluados se encontró que a mayor contenido de humedad antecedente en la primera capa menor era la velocidad de infiltración inicial ( $I_0$ ). Es así como, por ejemplo, en el punto 14 para dos ensayos con un mes y medio de separación por presentar humedades antecedentes ( $\theta_v$ ) muy iguales la infiltración inicial es la misma. En el punto 15 cuando  $\theta_v = 54.4\%$  que es la más alta se produce una  $I_0 = 6$  cm/h que es la más baja, los otros tres pares de valores son muy similares entre ellos.

Entre los puntos la relación no es tan simple porque la infiltración inicial ( $I_0$ ) además de depender de las condiciones de humedad antecedente del horizonte más superficial depende también de la textura y estructura de éste en cada punto en particular.

## 7.5 INFILTRACIÓN CON EL MÉTODO DE LOS ANILLOS CONCÉNTRICOS

En este trabajo también se encontró que uno de los parámetros que influyen la tasa de infiltración en campo, con los anillos concéntricos, es el método empleado de ejecución. Por ejemplo, cuando se usa el método de cabeza variable (sólo se hacen reposiciones cuando el agua se está agotando) el cambio en la altura de la columna de agua dentro del cilindro interior afecta de manera directamente proporcional a la tasa de infiltración, es decir, a mayor altura en la cabeza de agua mayor será la tasa de infiltración (Figura 7-9)



**Figura 7-9. Efectos de la reposición en la tasa de Infiltración**



Cada uno de los picos en la curva Real coincide con cada uno de los momentos en que se hace reposición de agua en el cilindro interior, pero sin embargo se nota una clara tendencia asintótica en la curva, que está bien definida por la curva ajustada por el Excel. Para evitar esto varios autores recomiendan eliminar la primera y hasta la segunda lectura después de cada reposición. Picos de velocidad de infiltración como el que se aprecia a los 160 minutos se deben a anomalías en el suelo como: aparición de pequeñas grietas, cambios a horizontes más permeables o cambios de permeabilidad dentro de la misma capa.

Es de anotar que aunque las reposiciones tuvieron mas o menos la misma altura los picos correspondientes de infiltración sufren una atenuación en el tiempo (Figura 7-9), sugiriendo tal vez que este efecto se hace despreciable a medida que la columna de suelo se satura. Sin embargo, es recomendable manejar reposiciones cada 5cm, así los intervalos de tiempo sean diferentes, para disminuir el efecto de la cabeza variable sobre la tasa de infiltración.

## 8. HIDROLOGÍA GENERAL

Para el estudio hidrológico se contó con la información climatológica de la Estación La Selva de CORPOICA ubicada en las coordenadas N: 1169884.8 y E: 851975.8 con origen en Bogotá y en la cota 2120 m.s.n.m. (Figura 8-1). Con estos datos se hicieron análisis de precipitación, evapotranspiración potencial y real, escurrimiento y, mediante balance de masas, de la recarga.



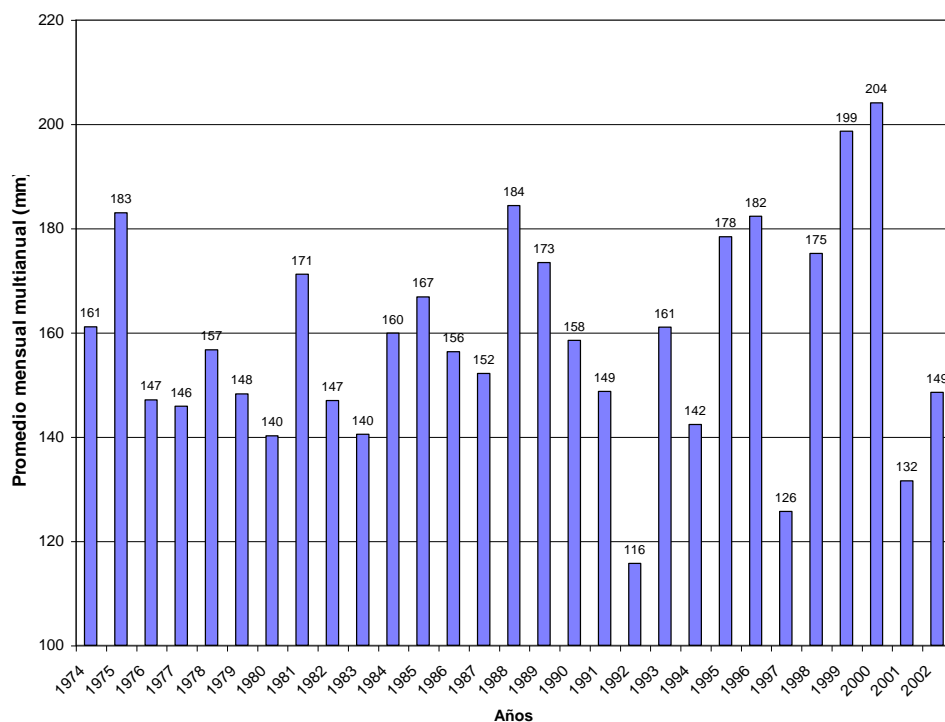
**Figura 8-1. Estación climatológica La Selva de CORPOICA**

### 8.1 PRECIPITACIÓN

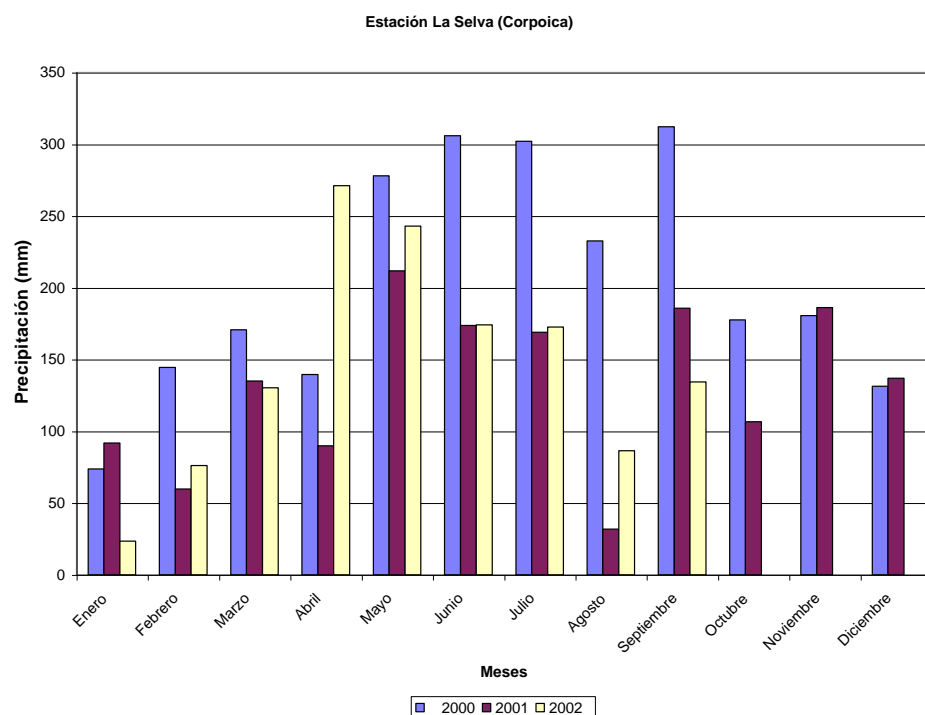
Los datos de precipitación se obtuvieron del pluviógrafo de la estación La Selva y del pluviómetro de la finca San Pablo de la Universidad Nacional ubicada en las coordenadas N: 1169837.7 y E: 847508.8 con origen en Bogotá y en la cota 2125 m.s.n.m.

En la Estación La Selva se tienen datos desde 1974, hasta la fecha, los cuales se presentan en la Figura 8-2, donde se aprecia que la precipitación media mensual multianual es de 158.7 mm/mes, es decir, 1904 mm/año. El año más lluvioso, en el período evaluado, fue el año 2000 con 204.03 mm/mes ó 2448.4 mm/año y el menos lluvioso fue 1992 con 115.7 mm/mes ó 1388.7 mm/año.

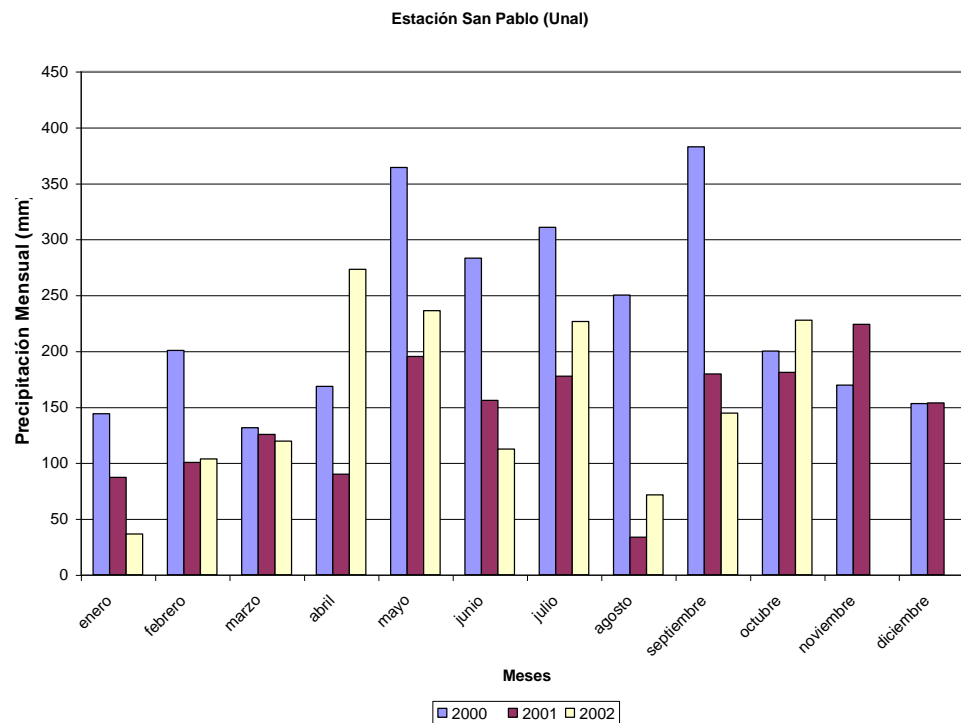
En las Figura 8-3 y 8-4 se presentan el comportamiento de la pluviosidad mes a mes para los últimos tres años en la estación La Selva y en la finca San Pablo respectivamente. En ellas se aprecia como el año 2002 ha sido más lluvioso que el 2001 y menos lluvioso que el 2000, con un promedio de 145.73 mm/mes el cual está por debajo de la media mensual multianual de los últimos 28 años. Es importante resaltar que el comportamiento mostrado para estas dos estaciones de monitoreo en estas gráficas es muy similar.



**Figura 8-2. Precipitación promedia mensual multianual**

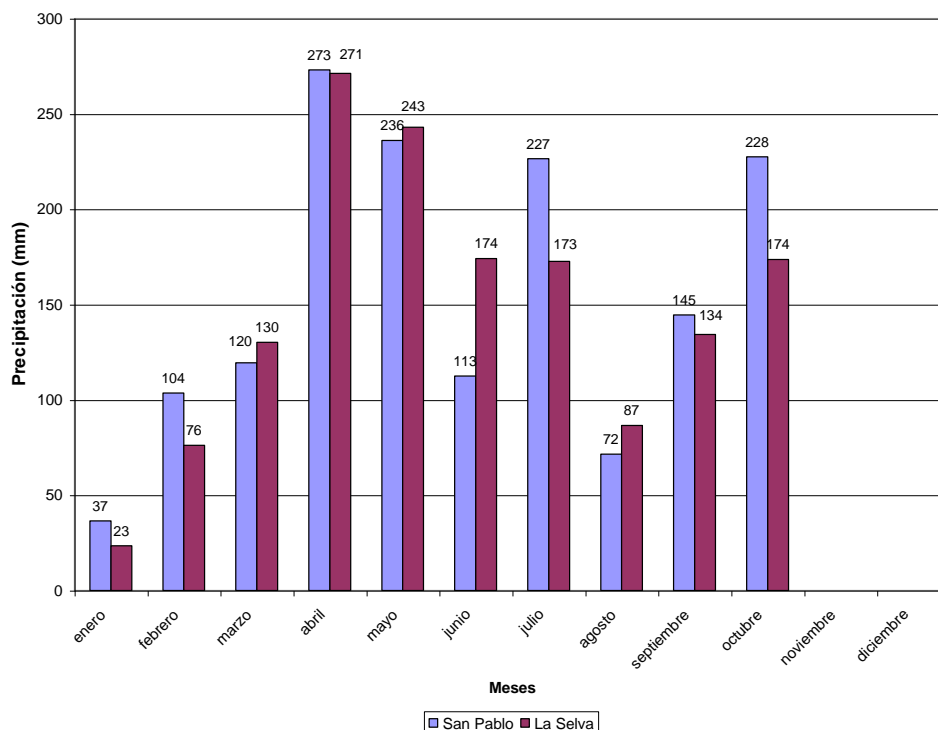


**Figura 8-3. Precipitación mensual últimos tres años**



**Figura 8-4. Precipitación mensual últimos tres años**

Para comparar los resultados obtenidos en las dos estaciones de monitoreo se presentan los datos mensuales para el último año en la Figura 8-5.



**Figura 8-5. Comparación datos estaciones San Pablo y La Selva**

En la Figura 8-5 se puede ver como los valores obtenidos en las dos estaciones, mes a mes, son muy iguales. Los acumulados hasta el mes de septiembre también lo son: con 1323.5 mm para San Pablo y 1311.6 mm para La Selva es decir sólo 12 mm de diferencia para lo que va corrido del año. Esto quiere decir que la distribución de las lluvias para el área de La Terraza de Llanogrande es muy homogénea, por lo cual en este trabajo sólo se utilizaran los datos de la Estación La Selva de Corpoica como representativos de la región de estudio.

## 8.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración se define, en general, como la suma de la evaporación desde la superficie de la tierra y la transpiración producida por las plantas, que con sus raíces extraen

del suelo el agua necesaria para su desarrollo y supervivencia. Existe un consenso generalizado entre los autores que este es uno de los componentes más importantes del ciclo hidrológico y uno de los más difíciles de cuantificar por la falta de datos.

Para la estimación de la evapotranspiración, en este trabajo se contó con los datos climatológicos de la estación La Selva de Corpoica, especialmente con un tanque evaporador clase A (Figura 8-6).



**Figura 8-6. Evaporímetro Estación La Selva**

**8.2.1 Método del tanque:** Estima la evapotranspiración real a partir de la evaporación producida en un tanque evaporímetro de dimensiones estándares (Figura 8-6). La relación entre la evaporación del Tanque tipo A y la evaporación real desde una superficie amplia de agua está representada como:

$$E_r = KE_T \quad (8-1)$$

Con:

$E_r$ : Evaporación real

$E_T$ : Evaporación en el tanque

K: Constante de proporcionalidad, que generalmente varía entre 0.6 y 0.85 con un valor promedio general de 0.7 (Vélez, 2000)

Para convertir la Evaporación real ( $E_r$ ) en evapotranspiración real se multiplica  $E_r$  por un factor ( $K$ ) que depende del tipo de cultivo, los cuales se presentan en la Tabla 8-1. De donde queda que:

$$ETR = KE_r \quad (8-2)$$

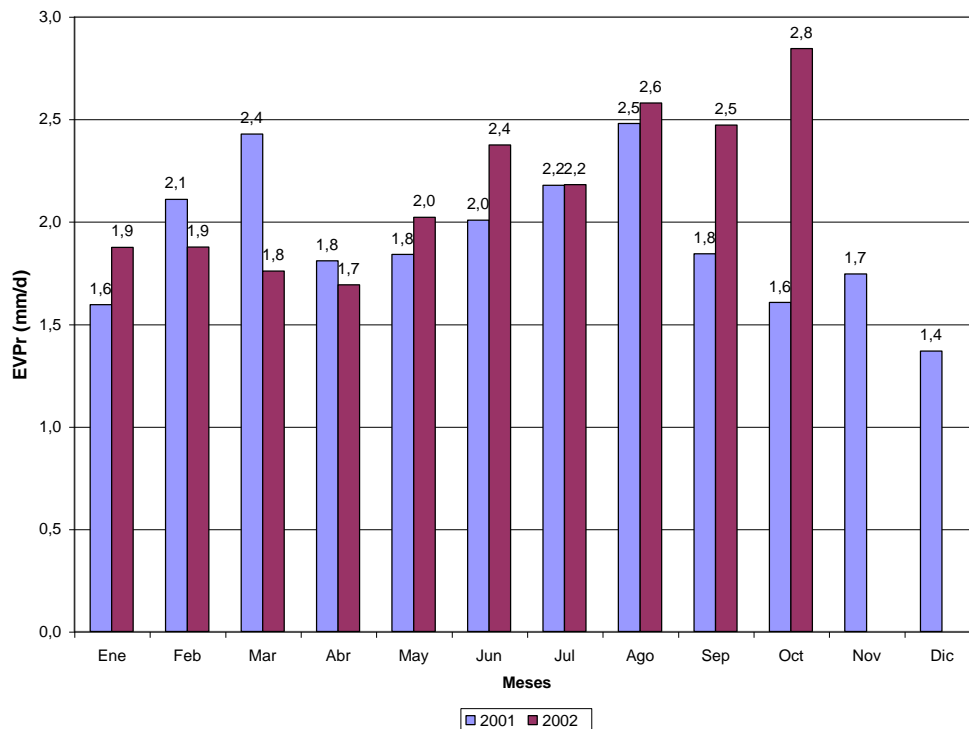
**Tabla 8-1. Valores de K para diferentes cultivos**

<b>Cultivo</b>	<b>Valor de K</b>
Arroz	1.1
Trigo	0.65
Maíz	0.65
Caña de azúcar	0.90
Papa	0.70
Algodón	0.65
Vegetación Natural	
a) Muy densa	1.3
b) Densa	1.2
c) Media	1.0
d) Ligera	0.8

Tomado de Vélez, 2000

Para este trabajo, como la mayor parte de la zona está cubierta con pastos, se utilizó un  $K=0.8$  (vegetación natural ligera). En la Figura 8-7 se presenta cómo es la distribución de la evapotranspiración real para los dos últimos años usando el método del tanque.

Los cálculos por este método dicen que la evapotranspiración real ha estado entre 1.69 mm/d y 2.84 mm/d para los dos últimos años, con una media de 1.92 mm/d para el año 2001 y 2.17 mm/d para el 2002. La ETR fue mayor para los meses de febrero, marzo y abril del 2001 que para el mismo período del 2002, el resto de los meses es mayor la evapotranspiración real en el 2002.



**Figura 8-7. Evapotranspiración real para los dos últimos años método del Tanque**

El concepto de evapotranspiración potencial (ETP) se ha definido para cuantificar las pérdidas por evaporación para una cuenca desde superficies diferentes al agua (Vélez, 2000). También, se entiende como la evaporación que puede ocurrir desde una superficie bien cubierta por vegetación cuando el suministro de humedad es ilimitado (Chow, Maidment y Mays, 1994 en Barco y Cuartas, 1998). Para el cálculo de la evapotranspiración existen tres aproximaciones que son: medidas directas (lisímetros y parcelas experimentales), métodos teóricos y métodos empíricos, estos últimos serán los empleados en este trabajo.

**8.2.2 Ecuación de Cenicafé:** Fue obtenida por el Centro Nacional de estudios del café (Colombia), mediante regresión a los valores encontrados al aplicar a la ecuación de Penman a los datos de estaciones climáticas en Colombia (Jaramillo, 1997 en Barco-Cuartas, 1998). La expresión es sencilla porque plantea que la evapotranspiración potencial sólo depende de la altura sobre el nivel del mar y es la siguiente:



$$ETP = 4.658 \exp(-0.0002h) \quad (8-3)$$

Con:

ETP: Evapotranspiración potencial en mm/d

h: cota sobre el nivel del mar en m

Para el caso de la Terraza de Llanogrande que se encuentra a 2120 m.s.n.m, se tendría:

$$ETP = 3.048 \text{ mm/d}$$

Esta ecuación dice que el valor de la ETP es constante durante todo el año y para toda la zona, lo cual no es necesariamente cierto. Para determinar la sensibilidad con la altura de la ecuación se calculó la ETP para una cota de 2115 m.s.n.m. y se encontró una diferencia de 0.003 mm/d, lo que quiere decir que la variación sólo es importante para cambios de altitud significativos, que no es el caso en la zona de estudio. Por esto se cree que este es un buen método para calcular la ETP en esta zona.

**8.2.3 Ecuación de García López:** Por medio de esta ecuación se calcula la evapotranspiración potencial. Fue obtenida con registros de seis estaciones climáticas tropicales entre los 15° de latitud Norte y 15° de latitud Sur.

$$ETP = 1.21 \cdot 10^n (1 - 0.01H_R) + 0.21T - 2.3 \quad (8-4)$$

$$n = \frac{7.45T}{234.7 + T} \quad (8-5)$$

$$H_R = \frac{H_{R8 : \text{horas}} + H_{R14 : \text{horas}}}{2} \quad (8-6)$$

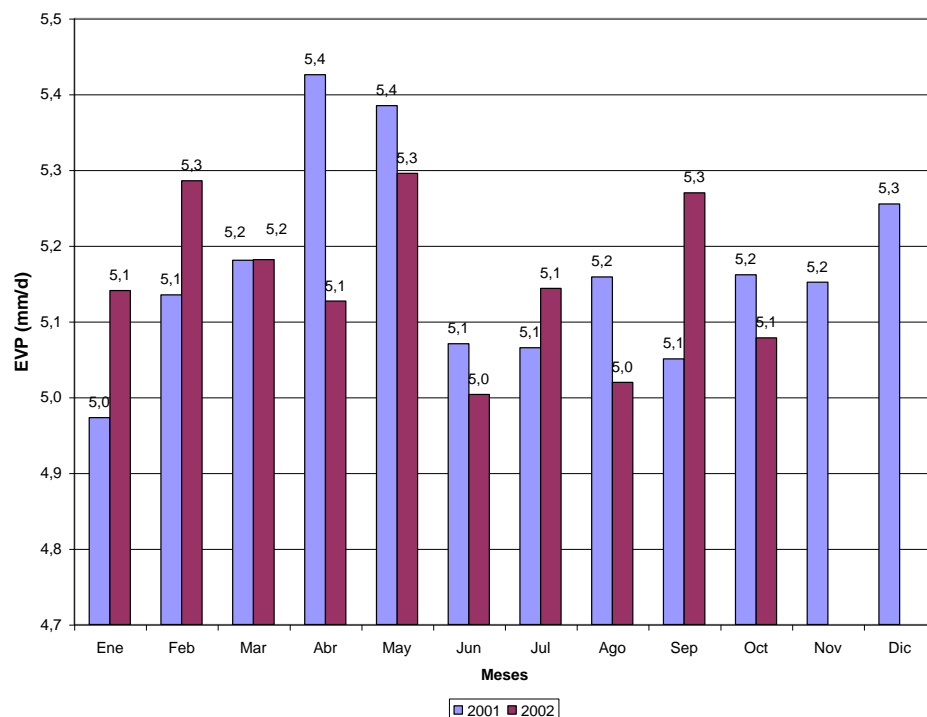
Donde:

ETP: Evapotranspiración potencial en mm/d

T: temperatura media del aire, en °C

H<sub>R</sub>: Humedad relativa media diurna, hallada en función de la humedad a las 8 y 14 horas

En la Figura 8-8 se presenta el comportamiento de la evapotranspiración para los dos últimos años según este método.



**Figura 8-8. Evapotranspiración para los dos últimos años - García López**

El método dice que la evapotranspiración potencial ha estado entre 4.97 mm/d y 5.43 mm/d para los dos últimos años, con una media de 5.17 mm/d para el año 2001 y 5.15 mm/d para el 2002. La ETP fue mayor para los tres primeros meses del 2002 que para el mismo período del 2001, los tres meses siguientes muestran valores más altos en el 2001 y el gráfico termina con una alternancia de valores mes a mes para estos dos años. Este comportamiento es correlacionable con la precipitación (Figura 8-3).

**8.2.4 Ecuación de Hargreaves:** Tiene la siguiente forma:

$$ETP = 0.0023H_a \delta_T (T+17.8) \quad (8-7)$$

Donde:

ETP: Evapotranspiración potencial en mm/d

$H_a$ : Radiación solar expresada en mm de agua evaporable por día, Tabla 8-2, la cual es función de la latitud y del período del año.

$\delta_T$  : Diferencia entre la temperatura máxima y mínima mensual

T: Temperatura promedia en °C

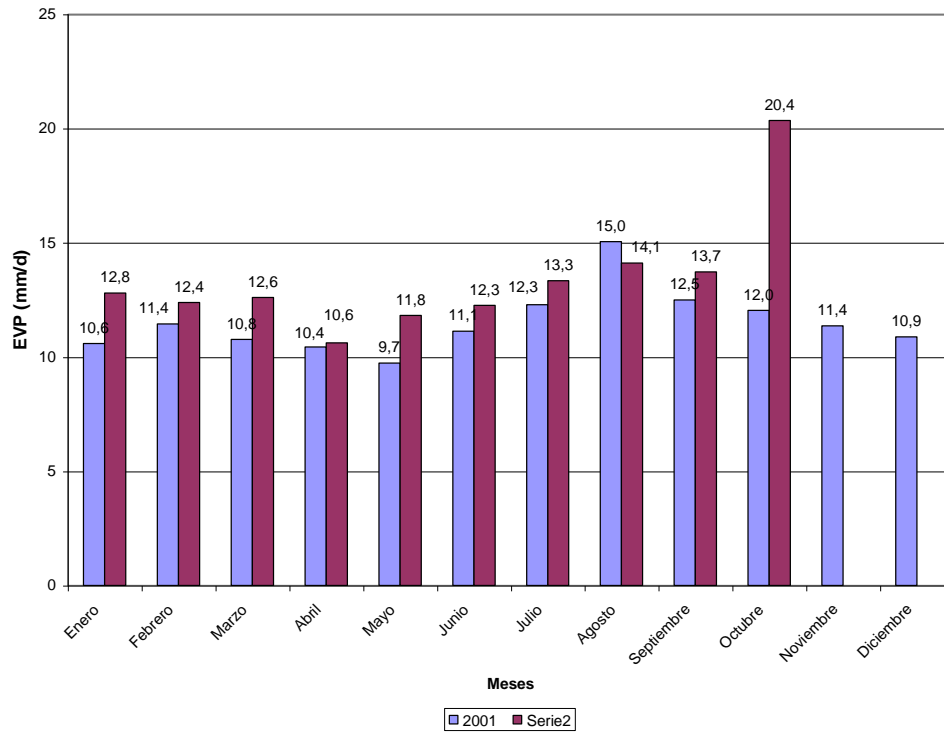
**Tabla 8-2.Valores promedios mensuales de  $H_a$**

Latitud N	Enero	Feb	Mar	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agos	Sept	Oct	Nov	Dic
0°	14.5	15	15.2	14.7	13.9	13.4	13.5	14.2	14.9	15.0	14.6	14.3
10°	12.8	13.9	14.8	15.2	15	14.8	14.8	15.0	14.9	14.1	13.1	12.4
20°	10.8	12.3	13.9	15.2	15.7	15.8	15.8	15.3	14.4	12.9	11.2	10.3
30°	8.5	10.5	12.7	14.8	16	16.8	16.5	15.3	13.5	11.3	9.1	7.9
40°	6.0	8.3	11	13.9	15.9	16.7	16.7	14.8	12.2	9.3	6.7	5.4
50°	3.6	5.9	9.1	12.7	15.4	16.7	16.7	13.9	10.5	7.1	4.3	3.0

Tomada de Vélez, 2000

En el caso de la zona de estudio el valor de  $H_a$  se tomará el de los 0° de latitud norte por ser la más cercana. En la figura 8-9 se presenta el comportamiento de la evapotranspiración para los dos últimos años según este método.

El método dice que la evapotranspiración potencial ha estado entre 9.73 mm/d y 20.35 mm/d para los dos últimos años, con una media de 11.52 mm/d para el año 2001 y 13.40 mm/d para el 2002, valores muy superiores a los encontrados con el método de García López y Cenicafe. Además, este método muestra que la ETP fue, en general, de valores mayores en el 2002, excepto para el mes de agosto.



**Figura 8-9. Evapotranspiración para los dos últimos años - Hargreaves**

**8.2.5 Ecuación de Christiansen:** Está basada en correlaciones de mediciones de evaporación de tanque de diferentes localidades con datos climatológicos. Las variables requeridas para el cálculo son la radiación neta, la temperatura, la velocidad del viento, la humedad relativa y el brillo solar (Barco y Cuartas, 1998). Presenta la siguiente forma:

$$ETP = 0.473H_aC \quad (8-8)$$

$$C = C_T C_H C_U C_S C_E C_M \quad (8-9)$$

Donde:

$$C_T = 0.393 + 0.5592 \left( \frac{T_C}{20} \right) + 0.0476 \left( \frac{T_C}{20} \right)^2 \quad (8-10)$$

$$C_H = 1.25 + 0.212 \left( \frac{H_R}{57.4} \right) - 0.038 \left( \frac{H_R}{57.4} \right)^5 \quad (8-11)$$

$$C_U = 0.708 + 0.3276 \left( \frac{U}{96.56} \right) - 0.036 \left( \frac{U}{96.56} \right)^2 \quad (8-12)$$

$$C_S = 0.542 + 0.64 \left( \frac{S}{80} \right) - 0.4992 \left( \frac{S}{80} \right)^2 + 0.3174 \left( \frac{S}{80} \right)^3 \quad (8-13)$$

$$C_E = 0.97 + 0.03 \left( \frac{h}{304.88} \right) \quad (8-14)$$

Donde:

T<sub>c</sub>: Temperatura media diaria en °C

U: Velocidad promedia diaria del viento en Km/d

H<sub>R</sub>: Humedad relativa promedia diaria

S: Porcentaje de brillo solar,  $S = \frac{n}{N}$

n: Número de horas de brillo solar

N: Máximo número de horas de brillo solar, depende de la latitud y de la época del año. Los valores de N se presentan en la Tabla 8-3, en este trabajo se tomó N=12.1 por ser la latitud más cercana a la zona.

h: Elevación de la estación, para este caso 2120 m.s.n.m.

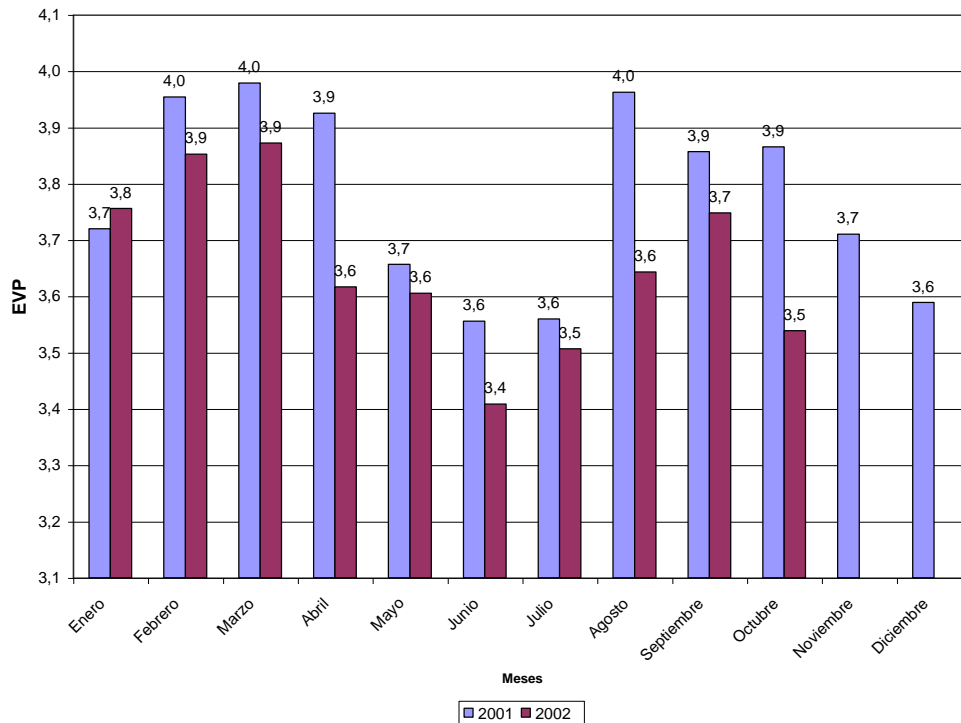
C<sub>M</sub>: Coeficiente de uso del agua por la vegetación, es función de la latitud y de la época del año. En climas tropicales, pueden tener valores promedios cercanos a 0.9 que es el valor que se usará en los cálculos.

**Tabla 8-3. Valores promedios de horas de sol, N**

Latitud N	Enero	Feb	Mar	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agos	Sept	Oct	Nov	Dic
0°	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1
10°	11.6	11.8	12.1	12.4	12.6	12.7	12.6	12.4	12.9	11.9	11.7	11.5
20°	11.1	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.9
30°	10.4	11.1	12.0	12.9	13.7	14.1	13.9	13.2	12.4	11.5	10.6	10.2
40°	9.6	10.7	11.9	13.2	14.4	15.0	14.7	13.8	12.5	11.2	10.0	9.4
50°	8.6	10.1	11.8	13.8	15.4	16.4	16.0	14.5	12.7	10.8	9.1	8.1

Tomado de Vélez, 2000

En la Figura 8-10 se presenta el comportamiento de la evapotranspiración para los dos últimos años según este método.



**Figura 8-10. Evapotranspiración para los últimos dos años - Christiansen**

El método dice que la evapotranspiración potencial ha estado entre 3.41 mm/d y 3.98 mm/d para los dos últimos años, con una media de 3.78 mm/d para el año 2001 y 3.65 mm/d para el 2002, los cuales son valores cercanos a los encontrados con el método de Cenicafé. Para los meses evaluados se encuentran valores de evapotranspiración mayores para el año 2001, excepto en el mes de enero, lo cual es un comportamiento muy diferente a lo planteado por los otros métodos y especialmente contrario a los resultados obtenidos con el método de Hargreaves.

En la Tabla 8-4 se presentan los valores encontrados de evapotranspiración potencial por los diferentes métodos.

**Tabla 8-4. Valores de Evapotranspiración potencial para el año 2002**

Método	2002									
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct
<b>Cenicafé</b>	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05
<b>García López</b>	5,14	5,29	5,18	5,13	5,30	5,00	5,14	5,02	5,27	5,08
<b>Hargreaves</b>	12,80	12,39	12,60	10,62	11,82	12,26	13,33	14,10	13,71	20,35
<b>Christiansen</b>	3,76	3,85	3,87	3,62	3,61	3,41	3,51	3,64	3,75	3,54

Se buscaron métodos que representaran la evapotranspiración potencial y que en la medida de lo posible utilizaran datos climatológicos diarios, ya que se disponía de ellos. En el caso de Cenicafe primó el hecho de haber sido desarrollado en Colombia. Como se ve en la Tabla 8-4 los valores encontrados por cada uno de los métodos presenta un rango de variación muy estrecho, pero al comparar los cuatro métodos evaluados entre sí se encuentra que son diferentes, especialmente Hargreaves que arrojó resultados muy por encima en comparación con los otros métodos, y presentan comportamientos muy disímiles de un año a otro y hasta eventualmente contradictorios como se ve en las Figuras 8-10, 8-11 y 8-12. Debido especialmente a que en estas ecuaciones empíricas los coeficientes son calibrados para lugares específicos.

**8.2.6 Ecuación de Budyko:** Para convertir la evapotranspiración potencial en real, Barco y Cuartas (1998) proponen la utilización de la ecuación de Budyko (1974), que tiene la siguiente forma:

$$ETR = \left[ ETP * P * \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) * \left(1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right)\right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8-15)$$

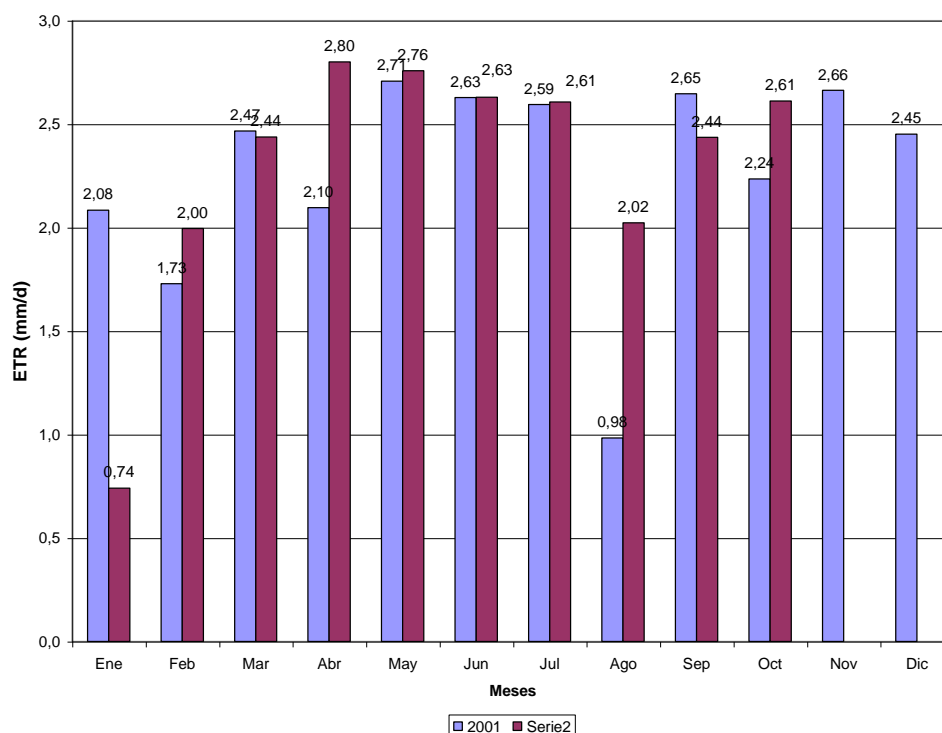
Con:

ETR: Evapotranspiración real

P: Precipitación

ETP: Evapotranspiración potencial, en mm y para el período considerado

En la Figura 8-11 se presenta la evapotranspiración real para los dos últimos años obtenida a partir del método de Cenicafé.

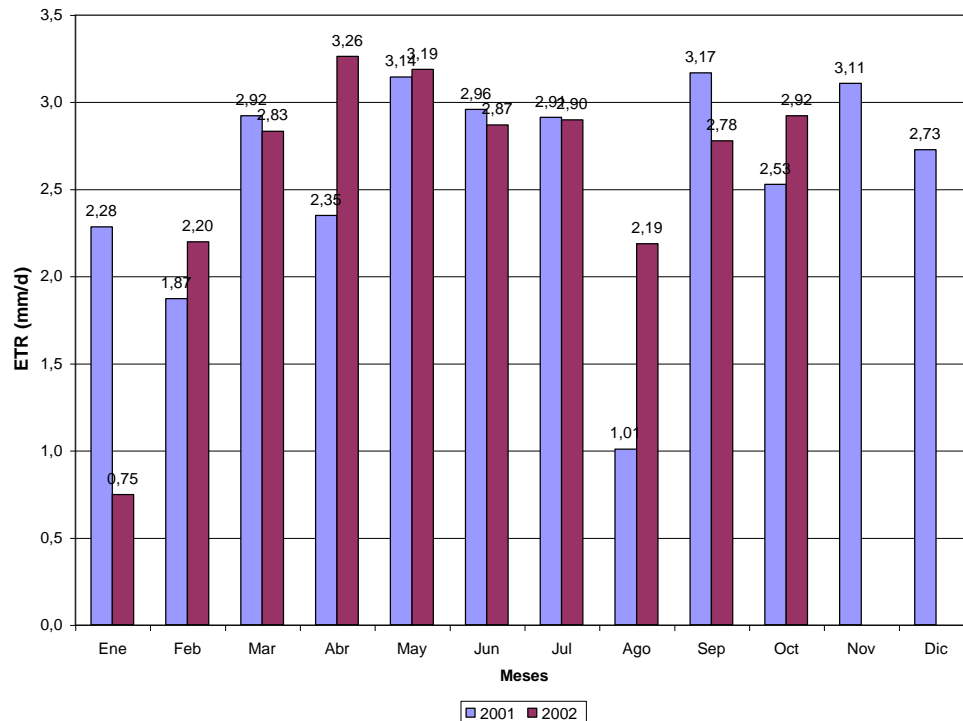


**Figura 8-11. Evapotranspiración real para los dos últimos años, Cenicafé-Budyko**

El método corregido dice que la evapotranspiración real ha estado entre 0.74 mm/d y 2.80 mm/d para los dos últimos años, con una media de 2.27 mm/d para el año 2001 y 2.30 mm/d para el 2002, los cuales son valores muy cercanos a los encontrados con el método de Tanque evaporímetro. Para los meses evaluados se encuentran valores de evapotranspiración mayores para enero, marzo y septiembre del año 2001, el resto de meses presentan valores mayores en el 2002. Esto es perfectamente correlacionable con lo encontrado para la precipitación (Figura 8-3) mostrando que a mayor precipitación en el área mayor evapotranspiración real. Al pasar de ETP a ETR en este método se pierde el valor constante por la introducción de la variable precipitación.



En la Figura 8-12 se presenta la evapotranspiración real para los dos últimos años obtenida a partir del método de Christiansen corregido.

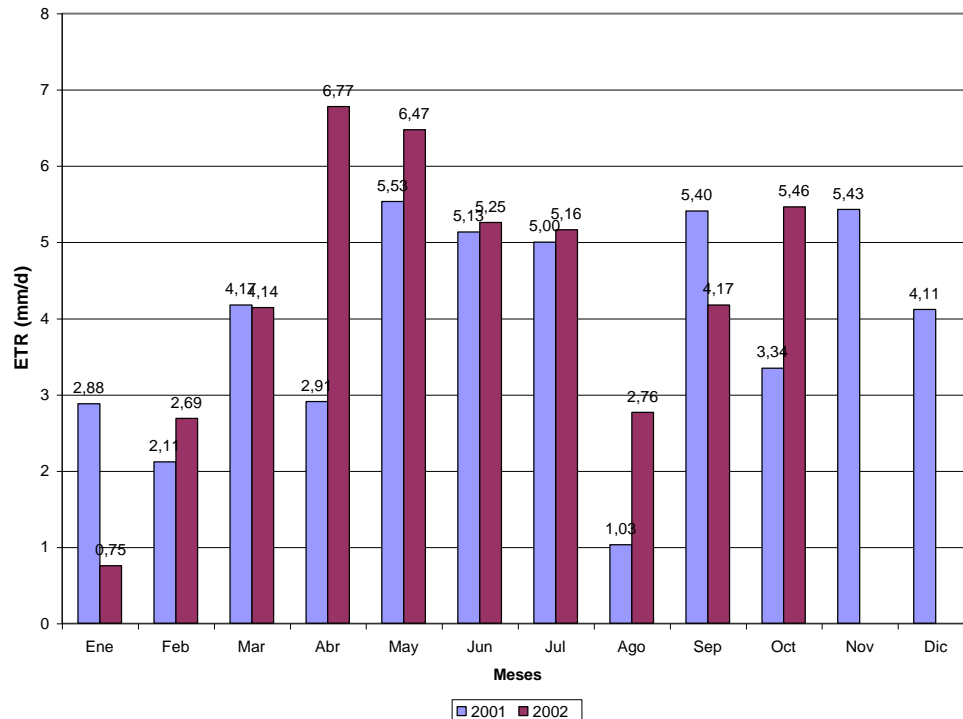


**Figura 8-12. Evapotranspiración real para los dos últimos años, Christiansen-Budyko**

El método de Christiansen corregido con la ecuación de Budyko dice que la evapotranspiración real ha estado entre 0.75 mm/d y 3.26 mm/d para los dos últimos años, con una media de 2.58 mm/d para el año 2001 y 2.59 mm/d para el 2002, los cuales son valores cercanos a los encontrados con el método de Tanque evaporímetro, aunque menos cercanos que los encontrados con la propuesta de Cenicafé. Para los meses evaluados se tienen comportamientos de la evapotranspiración con buena correspondencia a lo encontrado con el método anterior excepto para los meses de junio y julio que en el método de Christiansen tienen valores mayores en el año 2001. Se empieza a perder correlación con la precipitación porque en la ecuación hay otras variables climatológicas involucradas (radiación neta, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y brillo solar). Hay un cambio importante en el comportamiento de los valores de la ETP con respecto a los de la

ETR de un año a otro en este método por la introducción seguramente de la precipitación en el cálculo.

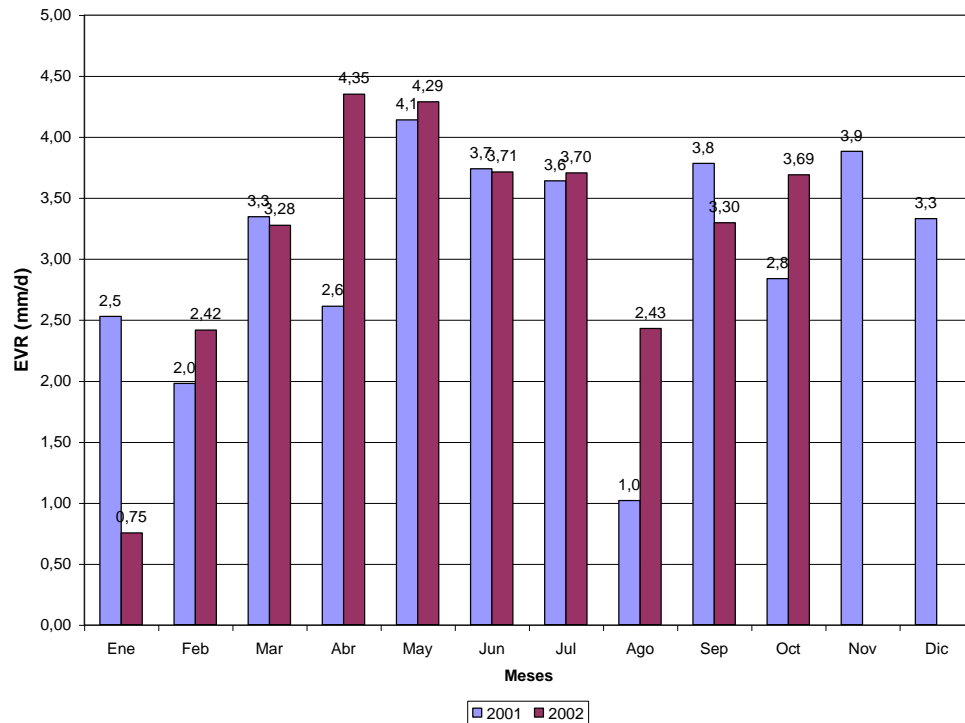
En la Figura 8-13 se presenta la evapotranspiración real para los dos últimos años obtenida a partir del método de Hargreaves.



**Figura 8-13. Evapotranspiración real para los dos últimos años, Hargreaves-Budyko**

Hargreaves corregido con la ecuación de Budyko dice que la evapotranspiración real ha estado entre 0.75 mm/d y 6.77 mm/d para los dos últimos años, con una media de 3.92 mm/d para el año 2001 y 4.36 mm/d para el 2002, los cuales son valores alejados de los encontrados con los otros métodos. Para los meses evaluados, Hargreaves, vuelve a tener una muy buena correspondencia con la precipitación, seguramente porque en la ecuación hay menos variables climatológicas involucradas (radiación solar y temperatura únicamente). Hay un cambio muy importante en el comportamiento de los valores de la ETP con respecto a los de la ETR de un año a otro en este método por la introducción seguramente de la precipitación.

En la Figura 8-14 se presenta la evapotranspiración real para los dos últimos años obtenida a partir del método de García López.



**Figura 8-14. Evapotranspiración real para los dos últimos años García López-Budyko**

Convirtiendo la ETP hallada con la ecuación de García López en ETR con la ecuación de Budyko se encuentra que la evapotranspiración real ha estado entre 0.75 mm/d y 4.35 mm/d para los dos últimos años, con una media de 3.07 mm/d para el año 2001 y 3.19 mm/d para el 2002, los cuales son valores un poco mayores a los encontrados con el método de Tanque evaporímetro, Christiansen y Cenicafé, aunque menos que los hallados con Hargraves. Para los meses evaluados este método presenta muy buena correspondencia con la precipitación, seguramente porque en la ecuación hay pocas variables climatológicas involucradas (humedad relativa y temperatura). Hay un cambio muy importante en el comportamiento de los valores de la ETP con respecto a los de la ETR de un año a otro en este método por la introducción seguramente de la precipitación.

En la Tabla 8-5 se presentan los valores encontrados para la evapotranspiración real para el año 2002 con cada uno de los métodos evaluados

**Tabla 8-5. Valores de Evapotranspiración real para el año 2002**

Método	2002									
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct
Tanque	1,87	1,88	1,76	1,69	2,02	2,37	2,18	2,58	2,47	2,84
Cenicafé	0,74	2,00	2,44	2,80	2,76	2,63	2,61	2,02	2,44	2,61
García López	0,75	2,42	3,28	4,35	4,29	3,71	3,70	2,43	3,30	3,69
Hargreaves	0,75	2,69	4,14	6,77	6,47	5,25	5,16	2,76	4,17	5,46
Christiansen	0,75	2,20	2,83	3,26	3,19	2,87	2,90	2,19	2,78	2,92

De la Tabla 8-5 y de las Figuras 8-14, 8-13, 8-12, 8-11 y 8-7 se puede concluir que todos los métodos empíricos representan bien el fenómeno de la evapotranspiración real en la zona porque presentan valores bastante similares mes a mes. El método que presentó los valores más altos fue el de Hargreaves por eso se podría afirmar que, tal vez, es el menos indicado para emplearse en la zona. El de Cenicafé es el más sencillo y parece arrojar resultados satisfactorios. La ecuación de Christiansen, a pesar de tener gran cantidad de variables climatológicas, presenta unos resultados muy aceptable que, inclusive, están en la parte central del rango de valores encontrados. García – López, aunque presenta valores un poco altos en comparación con los otros métodos mes a mes, estos no están muy alejados por lo que se puede decir que también es un método aplicable en la región con la ventaja que es sencillo e involucra variables climatológicas.

### 8.3 ESCORRENTÍA SUPERFICIAL

Para el cálculo de la Escorrentía Superficial (ES) se usó el método de estimación del Número de Curva (US Soil Conservation Service, 1964 en Bradbury et al, 2000) por ser un método relativamente simple y que maneja datos de entrada como los usados en otros apartes de este trabajo. Estima la escorrentía potencial para diferentes combinaciones de suelos y coberturas con base en la siguiente ecuación empírica:

$$ESD = \frac{(P - 0.2S_{\max})^2}{(P + 0.8S_{\max})} \quad (8-16)$$

$$\text{Para } P > 0.2S_{\max} \quad (8-17)$$

Con:

ESD: Escorrentía Superficial Directa

P: Precipitación en pulgadas

$S_{\max}$ : Capacidad de almacenamiento

$$S_{\max} = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (8-18)$$

Con:

CN: Número de Curva (0 – 100), es función de la textura del suelo, cobertura y humedad antecedente

Para la zona el Grupo de suelo se puede clasificar como A, dada su capacidad de infiltración mayor a 0.76 cm/h (Tabla 2 de Bradbury et al, 2000). En la Tabla 3 de Bradbury et al, 2000 se encuentra que el número de curva para pastizales tipo A es 62 en la condición II (humedad antecedente media), este se puede convertir a la condición I (suelo seco) y a la condición III (Suelo con humedad cercana al punto de saturación) mediante las siguientes ecuaciones:

$$CNI = (1.442 \cdot 10^{-6})(CNI I)^4 - (2.543 \cdot 10^{-4})(CNI I)^3 + (2.034 \cdot 10^{-2})(CNI I)^2 - (7.679 \cdot 10^{-3})(CNI I) + 2.097 \quad (8-19)$$

$$CNI I I = (-6.204 \cdot 10^{-7})(CNI I I)^4 + (1.607 \cdot 10^{-4})(CNI I I)^3 - (2.034 \cdot 10^{-2})(CNI I I)^2 + (2.011)(CNI I I) + 3.654 \quad (8-20)$$

En la Tabla 8-6 se presentan los resultados del cálculo de la escorrentía en los diferentes períodos considerados y con las distintas humedades antecedentes.

**Tabla 8-6. ES Estimada con el Método del Número de Curva**

Periodo		Precipitación	Smax	ESD
Fecha	Fecha	(mm)		(mm)
09/05/02	17/05/02	58,1	2,6	50,8
17/05/02	24/05/02	50,3	6,1	35,5
24/05/02	05/06/02	149,7	2,6	142,0
05/06/02	18/06/02	87,0	6,1	70,8
28/06/02	05/07/02	51,8	2,6	44,6
05/07/02	12/07/02	61,2	13,9	32,8
12/07/02	19/07/02	38,0	2,6	31,1
19/07/02	26/07/02	72,0	2,6	64,6
02/08/02	11/08/02	32,8	6,1	19,5
18/08/02	23/08/02	2,8	6,1	0,0
23/08/02	28/08/02	41,8	2,6	34,8
28/08/02	09/09/02	54,3	6,1	39,2
09/09/02	22/09/02	57,4	6,1	42,2
22/09/02	31/10/02	228,2	2,6	220,4

En principio parecería que este método en la zona sobreestima la escorrentía porque al compararla con la precipitación se encuentra que en la mayoría de los casos ES supera el 50% de P en los períodos de tiempo considerados, pero teniendo en cuenta que el período total de tiempo considerado fue bastante lluvioso y los suelos presentaban humedades antecedentes altas (lo que el modelo cataloga como cercana a la de saturación) se entienden estos resultados y se aceptan como muy probables.

#### **8.4 CAMBIOS EN LA HUMEDAD DEL SUELO**

En la Tabla 8-7 se presentan los cambios en la humedad volumétrica para las muestras tomadas en las distintas fechas para cada punto.

Los cambios de humedad de las muestras pueden ser positivos o negativos, indicando que el suelo tiene más o menos agua respectivamente. Los valores porcentuales encontrados

para los cambios presentan un mínimo de  $-43.4\%$ , un máximo de  $382.6\%$  y una media de  $22.2\%$ . Esto refleja que se presentan cambios importantes en la humedad de los diferentes horizontes del suelo para los períodos de tiempo evaluados que van desde un mes hasta 10 meses, tratando de cubrir las diferentes posibilidades climáticas (Tabla 8-7). Varios autores reconocen que “A veces se considera que la aparente ausencia de cambios en el contenido de agua en el suelo en puntos controlados dentro de la zona no saturada es indicativa de la no-existencia de flujo”, pero para este caso se han encontrado cambios importantes que a su vez hablan de flujos significativos de agua a través de la zona vadosa reafirmando su importancia en la zona de estudio.

Para el punto 15 se hizo la comparación entre el cambio en la humedad, la precipitación acumulada en los 13 días anteriores y la posición del nivel freático (Tabla 8-8) y se encontró que el contenido de agua volumétrico en los distintos horizontes decreció con la disminución de la precipitación acumulada y que las muestras cercanas al nivel freático se encontraban muy próximas a la saturación evidenciando la importancia de los fenómenos de capilaridad en estos materiales. Esto último, se resalta con el hecho que las muestras JM15-2 y JM15-3 pertenecen a un mismo horizonte (*Dusky yellow*) y sin embargo presentan humedades diferentes en virtud a su cercanía con el nivel freático.

## **8.5 RECARGA:**

**8.5.1 Método de la Fluctuación del Nivel Freático:** Para la estimación de la recarga uno de los métodos usados fue el de la fluctuación del nivel freático (Bradbury, 2000, Healy and Cook, 2002), técnica conocida en inglés como SVF o WTF (*Saturated-Volumen Fluctuations or Water Table Fluctuations*) y calificada por autores como Ketchum, Donovan y Avery (2000) como robusta. Dentro de las principales limitaciones que se le reconocen al método están: la consideración de flujo permanente y la dificultad en estimar con precisión  $S_y$ .

**Tabla 8-7. Cambios en la Humedad Volumétrica**

Punto	Muestra	Humedad volumétrica por fechas			Cambio
		09/05/02	30/07/02	27/08/02	(%)
15					
	JM15-1	51,9	43,6	49,5	-16,0
	JM15-2	73,7	71,9	65,0	-2,4
	JM15-3	97,6	91,0	59,0	-6,7
14		24/05/02	06/08/02		
	JM14-1	58,8	47,6		-19,0
	JM14-2	65,6	72,4		10,4
	JM14-3	62,0	59,7		-3,8
13					
		04/04/02	23/08/02		
	JM13-1	56,4	42,8		-24,2
	JM13-2	52,1	59,2		13,7
	JM13-3	98,8	98,8		0,0
	JM13-4	41,4	38,9		-6,1
	JM13-5	20,2	73,3		262,8
	JM13-6	30,8	53,2		72,7
12					
		03/05/02	28/08/02		
	JM12-1	87,3	82,8		-5,2
	JM12-2	86,7	121,6		40,2
	JM12-3	78,8	99,0		25,7
	JM12-4	97,3	66,4		-31,8
11					
		14/12/01	30/07/02		
	JM11-1	59,4	65,7		10,7
	JM11-2	86,1	95,2		10,6
4					
		14/11/01	04/09/02		
	JM4-1	88,2	60,5		-31,4
	JM4-2	72,0	63,2		-12,2
	JM4-3	68,2	63,9		-6,2
	JM4-4	74,5	96,6		29,6
3					
		14/11/01	14/08/02		
	JM3-1	62,4	44,1		-29,3
	JM3-2	16,3	78,8		382,6



**Tabla 8-8. Comparación Humedad Volumétrica, Precipitación Acumulada y Posición del Nivel Freático para el Punto 15**

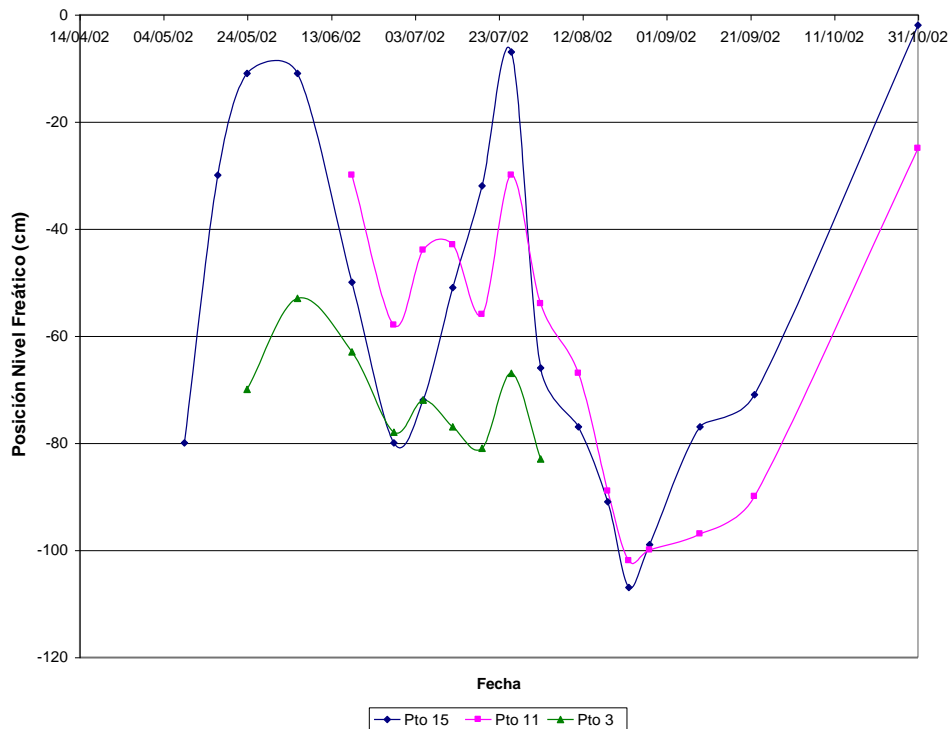
Muestra	Profundidad (cm)	Humedad volumétrica por fechas			Cambio (%)
		09/05/02	30/07/02	27/08/02	
JM15-1	0	51,9	43,6	49,5	-16,0
JM15-2	28	73,7	71,9	65,0	-2,4
JM15-3	75	97,6	91,0	59,0	-6,7
Precipitación (mm)		69,9	101,2	44,6	
N. Freático (cm)		80	34*	99	

\* valor interpolado

Para la evaluación de la recarga se instalaron tres piezómetros en los puntos 3, 11 y 15 con el objetivo de estar controlando la posición del nivel freático en la Terraza en un período de seis meses, entre mayo y octubre del año 2002. En la Figura 8-15 se presentan las fluctuaciones del nivel freático para los tres piezómetros en el intervalo de tiempo registrado. En ella se puede ver que el nivel freático tiene un comportamiento similar en los tres puntos, subiendo y bajando en los mismos tiempos. Hay pequeñas discrepancias en cuanto al valor del movimiento, producidas seguramente porque la zona no es absolutamente plana y existen mínimas diferencias de elevación topográfica del terreno entre un punto y otro, lo cual es responsable del flujo superficial y subsuperficial hacia las corrientes de agua.

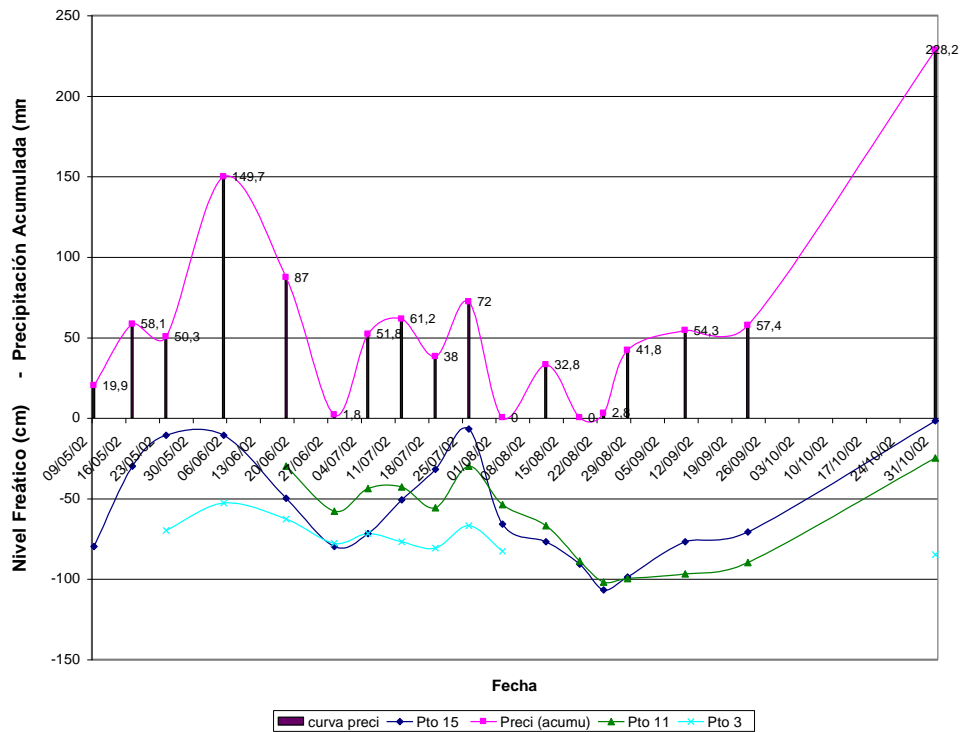
Para comparar las fluctuaciones del nivel freático con la precipitación se hizo la Figura 8-16, donde se presenta la variación del nivel freático (en cm) en el tiempo y la precipitación diaria acumulada (en mm) en los mismos intervalos de tiempo. En la Figura 8-16 se ve que la fluctuación del nivel freático en la zona (líneas azul oscuro, verde y azul claro) responde muy bien al comportamiento de la precipitación acumulada en el período, porque cuando las lluvias disminuyen el nivel freático desciende y cuando la lluvia se incrementa el nivel freático sube (curva magenta similar a las curvas de posición del nivel freático). Este es el caso de la última lectura, donde el acumulado de la precipitación del período llegó a 228mm y el nivel freático subió casi hasta aflorar en superficie. Es decir, los picos de las lluvias corresponden con los máximos y mínimos en la variación posicional del nivel freático. La coincidencia en general hace pensar que la recarga del acuífero está

esencialmente controlada por la precipitación en el área y que hay poco o nulo aporte de otras cuencas.



**Figura 8-15. Fluctuación del nivel Freático**

Autores como Custodio (1997) plantean que “la recarga producida por la precipitación requiere de un tiempo variable, que es función de las características del medio no saturado y de su espesor. Puede ser de horas en medios permeables con el nivel freático poco profundo hasta meses en medios con pequeña permeabilidad vertical y con el nivel freático profundo”. Para estimar cual es el período en días, de lluvia acumulada, que más incide sobre la fluctuación del nivel freático en la zona estudiada se realizó la Figura 8-17, donde se grafica la lluvia acumulada para diferentes tiempos (3, 5, 7, 10, 13 y 15 días) precedente a la fecha de la lectura contra la posición del nivel freático. Para mejorar la presentación en esta gráfica sólo se muestran los resultados obtenidos en el punto 15.



**Figura 8-16. Comparación fluctuación nivel freático con la precipitación acumulada**

En la Figura 8-17 se aprecia que el ajuste lineal entre la posición del nivel freático y la precipitación acumulada mejora progresivamente desde la lluvia de los tres días precedentes ( $R^2 = 0.41$ ) hasta la lluvia acumulada de trece días ( $R^2 = 0.72$ ). Se ve además que para 15 días el ajuste decae ( $R^2 = 0.61$ ). Lo que quiere decir que para el área estudiada y durante el período analizado la lluvia acumulada entre los 10 y 13 días anteriores a la lectura de la posición del nivel freático es la que tiene mayor incidencia en su ubicación. La posición del nivel freático y la lluvia acumulada presentan una relación lineal que se puede expresar mediante la ecuación:

$$y = 0.66x - 105.28 \quad (R^2 = 0.72) \quad (8-21)$$

Con:

y: Posición del nivel freático, en cm, medido desde la superficie del terreno

x: Precipitación acumulada, en mm, en los trece días anteriores al día en que se quiere conocer la posición del nivel freático

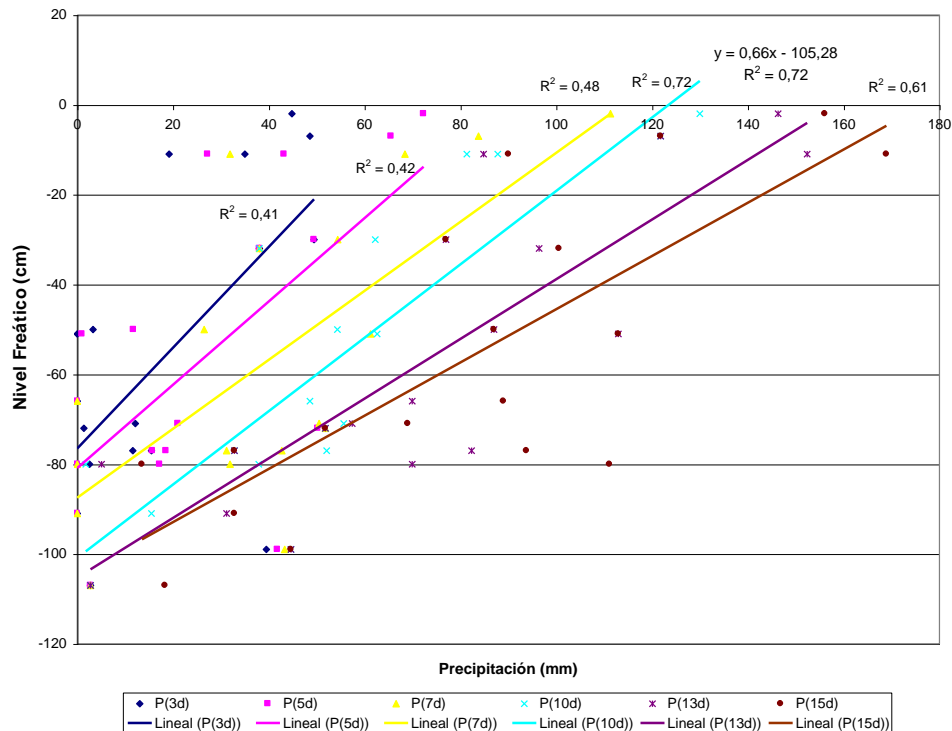


Figura 8-17. Correlación entre la precipitación acumulada y la posición del nivel freático

Buscando mejorar el coeficiente de correlación se decidió restarle a la precipitación acumulada en los diferentes períodos de tiempo (3, 5, 7, 10, 13 y 15 días) la evapotranspiración real correspondiente para cada período (se utilizó la ETR encontrada con el método del tanque). Los resultados se presentan en la Figura 8-18.

En la Figura 8-18 sólo se muestran las líneas de tendencia para las lluvias de los tres y los trece días. Como se puede ver al introducir ETR el ajuste en general mejora pero no sustancialmente, por ejemplo para la precipitación acumulada de tres días  $R^2$  pasa de 0.41 a 0.44 y para la de los 13 días  $R^2$  cambia de 0.72 a 0.73, lo que quiere decir que la fluctuación del nivel freático en la zona durante el período de tiempo considerado depende esencialmente de la precipitación y en muy pequeña medida de la evapotranspiración.

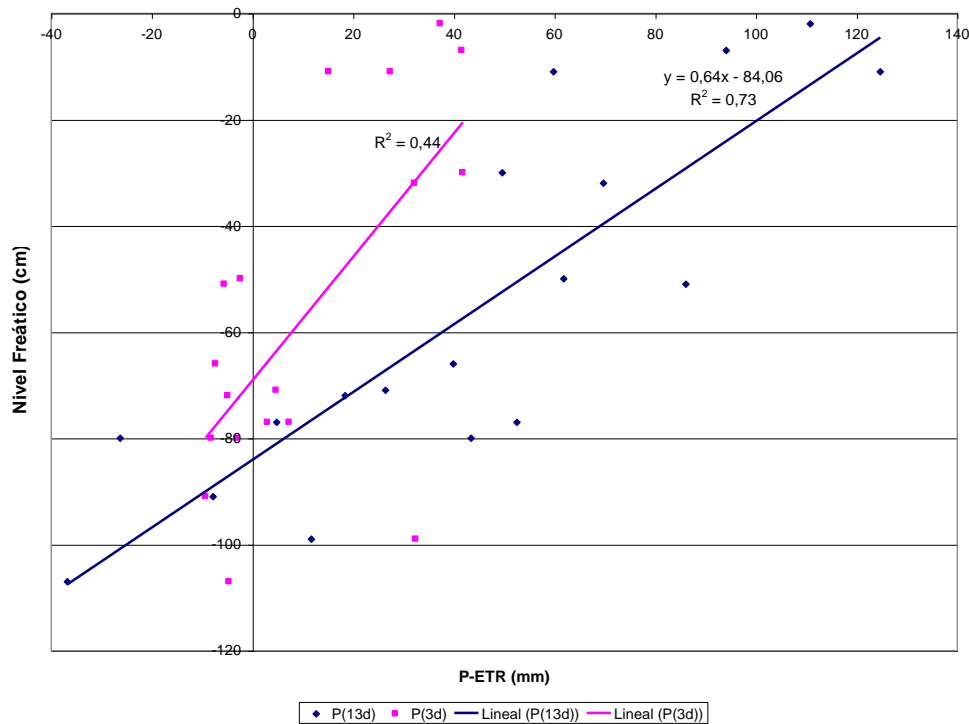


Figura 8-18. Correlación entre P-ETR y la posición del nivel freático

El método para calcular la recarga consiste en multiplicar la magnitud de la fluctuación del nivel freático medida en los pozos, en el período de tiempo considerado, por el parámetro de almacenamiento del acuífero conocido como “aquifer’s *specific yield*” ( $S_y$ ) (Freeze, 1969; Renolts et al., 1980; Sophocleous, 1991, 1992; Rehm et al., 1982; Houston, 1982; Gillham, 1984; Viswanathan, 1984; Winter, 1986; Barnes et al., 1994; Ledue et al., 1997 en Bradbury, 2000).  $S_y$  es el parámetro relevante de almacenamiento para los acuíferos no confinados y es cuantificado como el volumen de agua ( $\Delta V$ ), en el volumen de poros del material ( $A\Delta h$ ), liberado por gravedad en respuesta a la inclinación del nivel freático (Anderson and Woessner, 1992). Este parámetro, al igual que el almacenamiento específico ( $S$ ), puede ser medido durante las pruebas de bombeo, pero estas estimaciones, especialmente la de  $S_y$ , están sujetas a muchos errores (Neuman, 1979 en Anderson and Woessner, 1992). Dada la poca sensibilidad de los modelos a este parámetro y su

dependencia a la textura del suelo Mary Anderson recomienda usar los valores de rangos típicos presentados en la Tabla 8-9.

Los resultados obtenidos para la recarga del acuífero en esta zona durante los períodos considerados se presentan en la Tabla 8-10. Para los cálculos se usó el valor medio de  $S_y$  de acuerdo con la textura del horizonte del suelo donde se encontraba el nivel freático en el período de tiempo considerado para cálculo. Los valores positivos representan los períodos de tiempo en los cuales la cantidad de agua que le entra al acuífero es mayor que la que le está saliendo y los negativos representan el caso contrario. La recarga del acuífero en el período de tiempo considerado fluctuó entre  $-56$  mm y  $65$  mm.

Al comparar la recarga estimada por este método, en los diferentes puntos evaluados, para cada uno de los períodos considerados, contra la precipitación acumulada en los mismos lapsos de tiempo se encontró que la recarga del acuífero está entre el 10% y 30% de la precipitación acumulada para los intervalos de tiempo. Esto es compatible con lo sugerido por algunos autores que plantean que la recarga anual, en zonas húmedas, corresponde entre el 15% y 30% de la precipitación anual (Rushton & Ward, 1979).

**8.5.2. Método del Balance de masas:** Otra forma de calcular la recarga es con un balance de masas, que podría estar fundamentado en el volumen de control que se presenta en la Figura 8-19.

**Tabla 8-9. Rangos de valores de “Specific Yield” ( $S_y$ )**

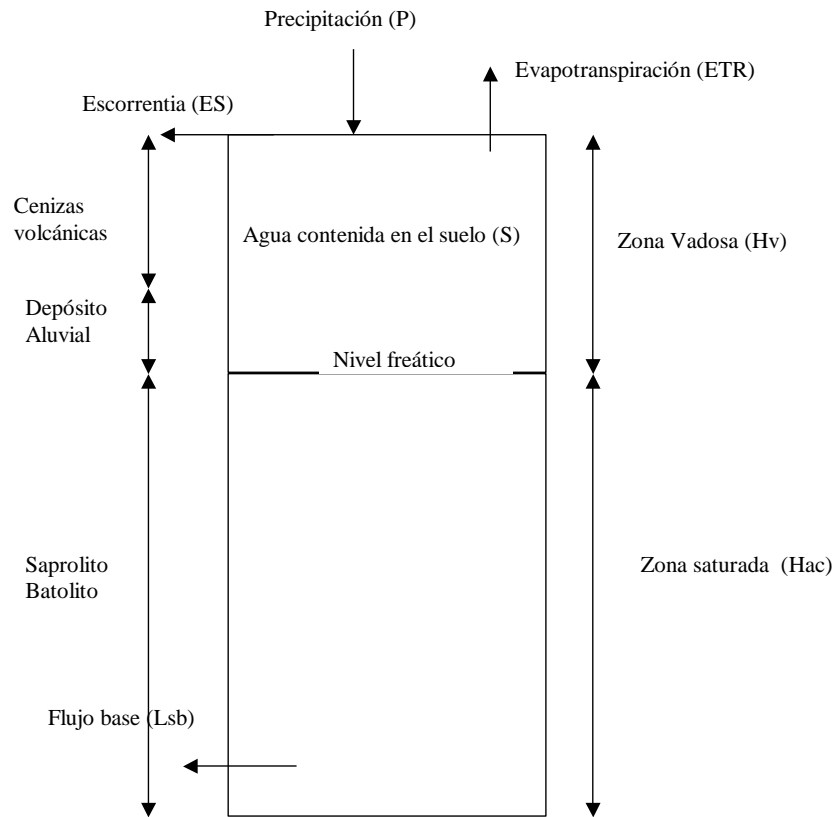
Material	Rango
<b>Materiales Sedimentarios</b>	
Arenisca (Fina)	0.02 – 0.40
Arenisca (Media)	0.12 – 0.41
Limolita	0.01 – 0.33
Arena (fina)	0.01 – 0.46
Arena (media)	0.16 – 0.46
Arena (gruesa)	0.18 – 0.43
Grava (fina)	0.13 – 0.40
Grava (media)	0.17 – 0.44
Grava (gruesa)	0.13 – 0.25
Limo	0.01 – 0.39
Arcilla	0.01 – 0.18
Caliza	0 – 0.36
<b>Materiales depositados por el viento</b>	
Loess	0.14 – 0.22
Arena eólica	0.32 – 0.47
<b>Rocas</b>	
Esquisto	0.22 – 0.33

Tomado de Anderson and Woessner, 1992

**Tabla 8-10. Estimación de la Recarga método de la fluctuación del nivel freático**

Periodo		Posición		Diferencia	$S_y$	Recarga
Fecha	Fecha	(cm)	(cm)	(mm)		(mm)
09/05/02	17/05/02	80	30	500	0,095	47,5
17/05/02	24/05/02	30	11	190	0,095	18,1
24/05/02	05/06/02	11	11	0	0,095	0,0
05/06/02	18/06/02	11	50	-390	0,095	-37,1
18/06/02	28/06/02	50	80	-300	0,095	-28,5
28/06/02	05/07/02	80	72	80	0,095	7,6
05/07/02	12/07/02	72	51	210	0,095	20,0
12/07/02	19/07/02	51	32	190	0,095	18,1
19/07/02	26/07/02	32	7	250	0,095	23,8
26/07/02	30/07/02	7	34	-270	0,095	-25,7
30/07/02	02/08/02	34	66	-320	0,095	-30,4
02/08/02	11/08/02	66	77	-110	0,095	-10,5
11/08/02	18/08/02	77	91	-140	0,095	-13,3
18/08/02	23/08/02	91	107	-160	0,095	-15,2
23/08/02	27/08/02	107	101	60	0,095	5,7
27/08/02	28/08/02	101	99	20	0,095	1,9
28/08/02	09/09/02	99	77	220	0,095	20,9
09/09/02	22/09/02	77	71	60	0,095	5,7
22/09/02	31/10/02	71	2	690	0,095	65,6

La posición del nivel freático los días 30/07/02 y 27/08/02 es interpolada.



**Figura 8-19. Volumen de control para el balance de masa**

La ecuación de balance, de una manera no tan clásica, se puede expresar de la siguiente forma:

$$(\theta_{v2}H_{v2} + H_{ac2}\theta_s) - (\theta_{v1}H_{v1} + H_{ac1}\theta_s) = P - ETR - ES - L_{sb} \quad (8-22)$$

Donde:

$\theta_v$ : Humedad volumétrica en la zona vadosa

$H_v$ : Altura zona vadosa

$H_{ac}$ : Altura zona saturada

$\theta_s$ : Humedad de saturación en la zona saturada

P: Precipitación en el período de tiempo contemplado

ETR: Evapotranspiración real en el período de tiempo contemplado



ES: Escorrentía superficial en el período de tiempo contemplado

$L_{sb}$ : Lámina equivalente al caudal base producido por el acuífero en el área de estudio

$$L_{sb} = \frac{Q_{sb}}{A} (t_2 - t_1) \quad (8-23)$$

Con:

$Q_{sb}$ : Caudal base producido por el área de estudio

A: Área de estudio

$(t_2 - t_1)$ : período de tiempo contemplado

De la ecuación 8-22 se deduce que la recarga (R) se puede expresar como:

$$R = L_{sb} + (H_{ac2}\theta_s - H_{ac1}\theta_s) \quad (8-24)$$

La ecuación 8-24 corresponde al análisis de la recarga sobre el volumen de control pero mirado desde adentro del acuífero.

El cambio en el almacenamiento en la zona no saturada ( $\Delta S$ ) se puede expresar como:

$$\Delta S = \theta_{v2}H_{v2} - \theta_{v1}H_{v1} \quad (8-25)$$

Reescribiendo la ecuación 8-22 se tendría la forma clásica de presentación de la ecuación de balance (8-26), la cual corresponde al análisis hecho del movimiento del agua en la zona vadosa:

$$R = P - ETR - ES - \Delta S \quad (8-26)$$

**Balance para el período entre 09/05/02 y 30/07/02:** Aplicando la ecuación 8-26

$P = 569.9$  mm, precipitación acumulada en el período

$ETR = 243.6$  mm, evapotranspiración real acumulada en el período calculada con el método de Christiansen-Budyko

$\Delta S = -378.8$  mm. La lámina de agua equivalente al cambio de humedad, se calcula al multiplicar la humedad volumétrica por el espesor del horizonte (Ecuación 8-25). Con los datos de la Tabla 8-8 se tiene:

$$\Delta S = (0.43 \cdot 280 \text{ mm} + 0.72 \cdot 60 \text{ mm}) - (0.52 \cdot 280 \text{ mm} + 0.74 \cdot 470 \text{ mm} + 0.98 \cdot 50 \text{ mm})$$

$$\Delta S = 163.6 \text{ mm} - 542.4 \text{ mm} = -378.8 \text{ mm}$$

$ES = 551.6$  mm, estimado con el método del número de curva (ecuación 8-16) así:

$\theta_v$ : 43% humedad volumétrica antecedente

$P(5d)$ : 7.48 pulgadas, precipitación de los cinco días precedentes

Condición: II

$CN = 62$

$S_{\max} = 6.13$  (aplicando ecuación 8-18)

$$R = P - ETR - ES - \Delta S$$

$$R = 569.9 \text{ mm} - 243.6 \text{ mm} - 551.63 \text{ mm} + 378.8 \text{ mm}$$

$$R = 153.5 \text{ mm}$$

Esta recarga positiva está de acuerdo con el ascenso del nivel freático en 46 cm durante el período. La recarga así estimada es el 26.94% de la precipitación del período considerado, lo cual sigue estando de acuerdo con lo planteado en la literatura que la recarga está entre el 15% y 30% de la precipitación anual.

**Balance para el período entre 30/07/02 y 27/08/02:**

$P = 49.9$  mm, precipitación acumulada en el período

$ETR = 62.7$  mm, evapotranspiración real acumulada en el período calculada con el método de Christiansen-Budyko

$\Delta S = 50.6$  mm. La lámina se calculó con base en la Ecuación 8-25 y con los datos de la Tabla 8-8:

$ES = 35.1$  mm, estimado con el método del número de curva (ecuación 8-16) así:

$\theta_v$ : 49.5% humedad volumétrica antecedente

$P(5d)$ : 5.43 pul, precipitación de los cinco días precedentes

Condición: II

$CN = 62$

$S_{max} = 6.13$  (aplicando ecuación 8-18)

Luego:

$$R = P - ETR - ES - \Delta S$$

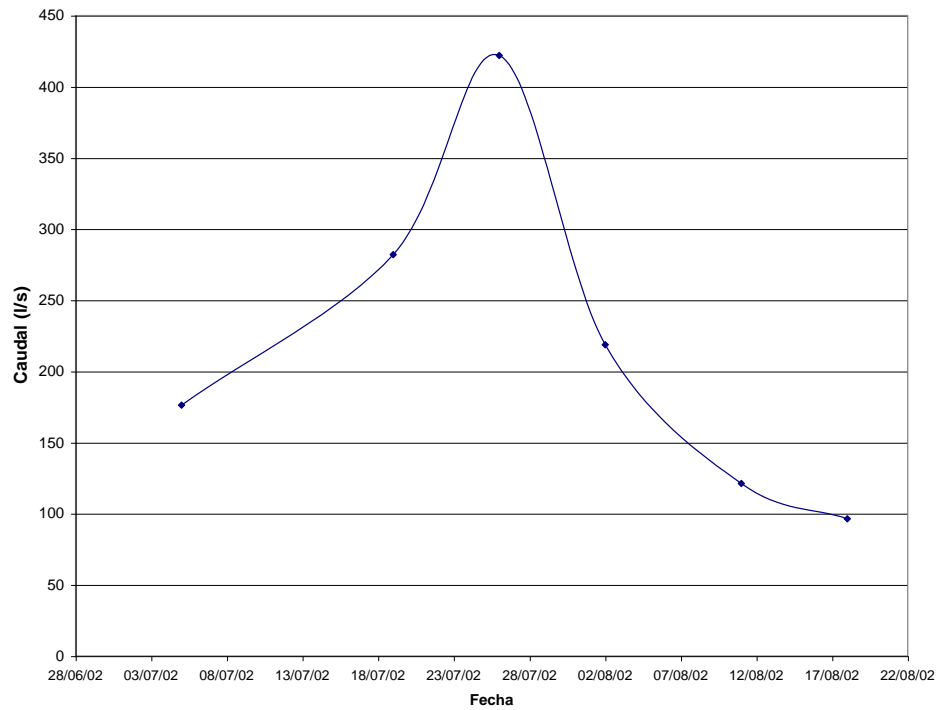
$$R = 49.9 \text{ mm} - 62.7 \text{ mm} - 35.1 \text{ mm} - 50.6 \text{ mm}$$

$$R = -98.5 \text{ mm}$$

Esta recarga negativa está de acuerdo con el descenso del nivel freático en 65 cm durante el período considerado.

Para realizar el balance usando la ecuación 8-24 se requiere un parámetro muy importante al hablar de la recarga de acuíferos conectados con las corrientes superficiales y es el flujo base, el cual es el caudal que el acuífero le entrega al río permitiéndole tener agua en las épocas de verano. Para la estimación de este parámetro se contó con los datos de aforos en la Quebrada El Hato, tomados para la realización de la Tesis de Maestría de la Geóloga

Marcela Jaramillo Uribe. La Quebrada El Hato, considerada como representativa del área de estudio por ser la más caudalosa, atraviesa la zona en sentido SW-NE, entre la parte central y occidental de la misma, entregando sus aguas al Río Negro. En la Figura 8-20 se presentan los resultados de los aforos.



**Figura 8-20. Aforos en la Quebrada El Hato**

Para la estimación del caudal base se utilizó el lado de la Figura 8-20 donde hay un descenso progresivo del caudal causado por la disminución en las lluvias (método de la curva de recesión), lo cual se presenta en la Figura 8-21.

Como se aprecia, en la Figura 8-21, la curva tiene una tendencia exponencial negativa de la forma:

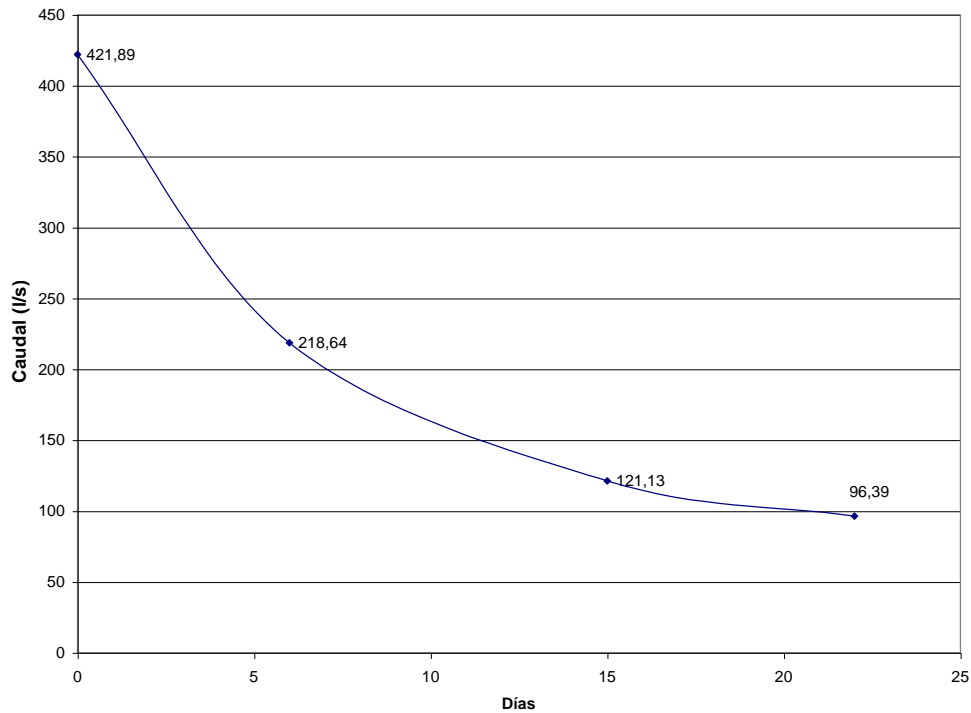
$$Q_2 = Q_1 e^{-k(t_2 - t_1)} \quad (8-27)$$

Con:

Q: Caudal en un instante dado

K: Constante de recesión

t: tiempo



**Figura 8-21. Curva de recesión Quebrada El Hato**

Conocidos  $Q_1$  y  $Q_2$  en los tiempos  $t_1$  y  $t_2$  respectivamente se puede calcular la constante de recesión para la Quebrada El Hato:  $k = 0.033d^{-1} = 0.99mes^{-1}$ .

Tomando como caudal base ( $Q_{sb}$ ) el menor de los caudales medidos por Jaramillo (en edición) se tendría para la Quebrada El Hato:  $Q_{sb} = 96.39$  l/s, para el área de la cuenca drenada hasta el punto de aforo. Para conocer el caudal base producido en el área de estudio que es una porción de toda la cuenca se usó la relación:

$$\frac{Q_1}{A_1} = \frac{Q_2}{A_2} \quad (8-28)$$

Con:

$Q_1$ : Caudal base de la quebrada El Hato

$A_1$ : Área de la cuenca de la quebrada El Hato que drena hasta el punto de los aforos

$Q_2$ : Caudal Base producido para la quebrada el Hato por la Terraza de Llanogrande

$A_2$ : Área sobre la Terraza de Llanogrande que drena hacia la quebrada El Hato

$$Q_1 = 96.4 \text{ l/s}$$

$$A_1 = 11.5 \text{ km}^2$$

$$A_2 = 8.1 \text{ km}^2$$

Aplicando la ecuación 8-28 se obtiene  $Q_2 = 67.9 \text{ l/s}$ .

**Balance para el período entre 18/06/02 y 26/07/02:** Aplicando la ecuación 8-24

$$R = L_{sb} + (H_{ac2}\theta_s - H_{ac1}\theta_s) \text{ con } L_{sb} = \frac{Q_{sb}}{A}(t_2 - t_1)$$

$$Q_{sb} = 67.9 \text{ l/s} = 5866.6 \text{ m}^3/\text{d}$$

$$A = 18 \text{ km}^2 = 18000000 \text{ m}^2$$

$$t_1 = 0 \text{ días}$$

$$t_2 = 39 \text{ días}$$

$$L_{sb} = 12.7 \text{ mm}$$

Para hallar el cambio en la lámina equivalente de agua en la zona saturada se requiere la altura del acuífero ( $H_{ac}$ ) y la humedad a punto de saturación ( $\theta_s$ ).

$$\theta_s = 0.6 \text{ (humedad volumétrica a punto de saturación)}$$

Para hallar  $H_{ac}$  se hace  $H_0 = H_v + H_{ac}$ ,  $H_v$  es la profundidad a la que se encuentra el nivel freático al momento de los aforos y se conoce porque cerca al sitio del aforo se instaló un piezómetro.  $H_0$  es el espesor medio del acuífero en la zona de estudio.

El cambio en el almacenamiento o en la lámina equivalente en la zona saturada entonces queda:

$$H_{ac2}\theta_s - H_{ac1}\theta_s = (H_o - H_{v2})\theta_s - (H_o - H_{v1})\theta_s = (H_{v1} - H_{v2})\theta_s$$

$$H_{v1} = 580 \text{ mm}$$

$$H_{v2} = 630 \text{ mm}$$

$$R = 12.7 \text{ mm} + (580 \text{ mm} - 630 \text{ mm}) * 0.6$$

$$R = -17.3 \text{ mm}$$

Esta recarga realmente es un valor negativo porque es la cantidad de agua que está saliendo del volumen de control y está de acuerdo con el hecho que el nivel freático bajo en el piezómetro.

**Balance para el período entre 26/07/02 y 28/08/02:** Aplicando la ecuación 8-24

$$R = L_{sb} + (H_{ac2}\theta_s - H_{ac1}\theta_s) \text{ con } L_{sb} = \frac{Q_{sb}}{A} (t_2 - t_1)$$

$$Q_{sb} = 67.9 \text{ l/s} = 5866.6 \text{ m}^3/\text{d}$$

$$A = 18 \text{ km}^2 = 18000000 \text{ m}^2$$

$$t_1 = 0 \text{ días}$$

$$t_2 = 35 \text{ días}$$

$$L_{sb} = 11.4 \text{ mm}$$

$$H_{v1} = 630 \text{ mm}$$

$$H_{v2} = 930 \text{ mm}$$

$$R = 11.42 \text{ mm} + (630 \text{ mm} - 930 \text{ mm}) * 0.6$$

$$R = -168.6 \text{ mm}$$

Esta recarga realmente es un valor negativo porque es la cantidad de agua que está saliendo del volumen de control y está de acuerdo con el hecho que el nivel freático bajo en el piezómetro.

En la Tabla 8-11 se presentan los resultados obtenidos para la recarga (en mm) por los métodos empleados.

**Tabla 8-12. Recarga (en mm) por los métodos empleados**

<b>Método</b>	<b>Período de tiempo</b>			
	<b>09/05 - 30/07</b>	<b>18/06 – 26/07</b>	<b>30/07 – 27/08</b>	<b>26/07 – 28/08</b>
<b>Nivel Freático</b>	43.7		-63.0	
<b>Balance</b>	153.3		-98.5	
<b>Flujo Base</b>		-17.3		-168.5

Los métodos utilizados en la estimación de la recarga arrojan valores relativamente cercanos, especialmente para el mes de agosto que es donde se pueden comparar los tres, y con el mismo comportamiento en cuanto a la consideración de recarga o descarga. El método fundamentado en el flujo base (balance zona saturada) y el de fluctuación del nivel freático presentan los valores más altos y bajos respectivamente.

De estos métodos se puede decir que son sencillos y que no demandan para su aplicación datos de muy difícil estimación, sin embargo, desde el punto logístico y operativo el más fácil de utilizar es el de la fluctuación del nivel freático que es bueno aún con sus limitaciones. Sin embargo, el que se considera más preciso en este trabajo es el de balance de masas por la zona vadosa porque la mayoría de la información que emplea fue medida en campo.



## CONCLUSIONES

- Las cenizas volcánicas en el área tienen un espesor entre 90 cm y 250 cm. Se pudieron identificar seis horizontes diagnósticos inicialmente por el color y la textura, diferenciados de techo a piso así: *Olive Black*, *Light Olive Brown*, *Moderate Olive Brown*, *Light Olive Gray*, *Dusky Yellow* y *Pale Olive*. La textura de éstos está entre arcilloso y arena fina, lo cual se refleja en la variación de la conductividad hidráulica.
- Las cenizas volcánicas de la Terraza de Llanogrande están constituidas por materiales bastante finos ya que el 90.4% corresponde a limos y arcillas, con porosidades promedias del 70%. La porosidad tiene una variación importante inclusive al interior de un mismo horizonte como resultado de los cambios texturales y tiende a disminuir con la profundidad.
- La gravedad específica, entre 2.0 y 2.7, demuestra que mineralógicamente las cenizas están constituidas por fases de ácidas a intermedias, lo que es consecuente con el origen propuesto del complejo volcánico Ruíz - Tolima. Para la columna estratigráfica encontrada existe un incremento progresivo, horizonte a horizonte, de la gravedad específica media con la profundidad.
- Los horizontes compuestos por cenizas volcánicas tienen densidades aparentes muy bajas ( $<1.0\text{g/cm}^3$ ) lo cual es normal porque éstas son materiales de poco peso (por su composición mineralógica), gran volumen por su alta porosidad y estructura y de alto contenido de materia orgánica. En el caso de los depósitos aluviales se acomodan muy bien como materiales arenosos de acuerdo con su densidad aparente.

- Al realizar el análisis textural con el Coulter LS-300 se encontraron variaciones en la distribución granulométrica en la vertical desde arcilloso en el horizonte más superior (*Olive Black*), hasta limoso en el tercero (*Moderate Olive Brown*) y siempre subyaciendo este horizonte se halló material más fino. Esto se explica como el resultado de mínimo dos eventos volcánicos diferentes registrados en el área de la Terraza.
- De acuerdo con los valores encontrados para el Límite Líquido ( $LL_{CP}$ ) y el índice de Plasticidad (IP), los suelos se pueden clasificar desde el punto de vista geotécnico, para el caso de las cenizas volcánicas de la Terraza de Llanogrande, como MH u OH y los depósitos aluviales como ML u OL.
- El grado de saturación de todas las muestras es muy alto (89.31% en promedio), pero se encuentran valores mínimos como 37.71% que corresponde a los períodos más secos y máximos de 100% en los períodos más húmedos. Este mismo comportamiento se observa en la humedad volumétrica con un valor medio de 65.3%, mínimo de 16.5% y máximo de 100%. Esto demuestra la variabilidad temporal en el contenido de agua de las cenizas volcánicas formadoras de estos suelos y uno de los principales constituyentes de la zona vadosa en el área.
- La conductividad hidráulica saturada media presenta un salto en su valor entre el tercer y cuarto horizonte. Esto reafirma lo encontrado con los parámetros físicos, los cuales indican que en la Terraza de Llanogrande hay evidencia de mínimo dos materiales provenientes de erupciones volcánicas diferentes. El valor medio de  $K_s$ , del conjunto de las cenizas, es  $5.43E-05\text{cm/s}$  que corresponde a una permeabilidad baja que se debe manejar con precaución por haber sido medida en el laboratorio. El horizonte *Light Olive Gray* aparece como el horizonte más permeable en promedio de la secuencia estratigráfica ( $4.22E-05\text{cm/s}$ ).

- El depósito aluvial (*Pale Greenish Yellow*) presenta una textura predominante de arena fina. Sin embargo, su conductividad hidráulica saturada media (6.23E-07cm/s) es más baja que la encontrada para las arcillas, esto se puede deber a fenómenos de consolidación en él.
- Entre la humedad retenida a 15bares y la humedad a 0.3bares, en la zona de estudio, existe una relación lineal, con un coeficiente de correlación del 82%, que se puede expresar mediante la ecuación:  $y = 0.56x - 2.15$ . Al hacer la gráfica únicamente para los tres primeros horizontes, se encontró que el ajuste lineal entre estos dos parámetros mejora sustancialmente:  $R^2$  pasa de 0.82 a 0.95 y la ecuación de la recta se puede expresar de la siguiente manera:  $y = 0.63x - 5.67$ . Esto confirma la hipótesis que estos suelos están desarrollados sobre cenizas provenientes de mínimo dos erupciones volcánicas diferentes.
- La más alta reserva útil de agua la tiene el depósito aluvial dado su mayor espesor dentro de la columna típica de suelo. En las cenizas volcánicas los valores mayores los presentan los horizontes *Light Olive Brown* y *Dusky Yellow* respectivamente, pero en general todos los horizontes presentan Reservas Útiles interesantes y en conjunto se puede hablar de una reserva Útil de 695.8mm de agua en las cenizas volcánicas
- La variabilidad espacial local del fenómeno de infiltración para distancias alrededor de los 20m es poco importante en la Terraza de Llanogrande. Se encontró una relación directamente proporcional entre el valor de la infiltración básica ( $I_b$ ) y la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) del horizonte donde se encuentre el nivel freático al momento del ensayo en estos suelos estratificados.
- En general se puede decir que en la zona la velocidad de infiltración se encuentra entre moderada y muy rápida. Parece existir una franja SW-NE en la parte central de la zona con más baja velocidad de infiltración, asociada a la Quebrada El Hato.

- Las velocidades halladas para la infiltración básica en los puntos analizados a pesar de tener granulometrías finas (limo-arcillosas en promedio) se comportan como suelos muy arenosos. Esto seguramente ocasionado por la estructura compleja y un gran desarrollo de macroporos o canales preferenciales de flujo que se producen en las cenizas volcánicas (permeabilidad secundaria).
- La distribución de las lluvias para el área de La Terraza de Llanogrande es muy homogénea de acuerdo con los valores obtenidos en las estaciones San Pablo y La Selva, mes a mes y con los acumulados.
- Los valores encontrados por cada uno de los métodos utilizados en el cálculo de la evapotranspiración potencial presentan un rango de variación muy estrecho, pero al comparar los cuatro métodos evaluados entre sí se encuentra que arrojan valores levemente diferentes (entre 3 mm/d y 5 mm/d) excepto el método de Hargreaves. Estos métodos representan bien el fenómeno de la evapotranspiración real en la zona porque presentan valores bastante similares mes a mes y se reducen las diferencias encontradas en el cálculo de la potencial.
- El método que presentó los valores más altos de evapotranspiración fue el de Hargreaves por eso se podría afirmar que, tal vez, es el menos indicado para emplearse en la zona. El de Cenicafé es el más sencillo y parece arrojar resultados satisfactorios. La ecuación de Christiansen a pesar de tener gran cantidad de variables climatológicas presenta unos resultados muy aceptables que inclusive están en la parte central del rango de valores encontrados. García – López, aunque presenta valores un poco altos en comparación con los otros métodos mes a mes, se puede decir que también es un método aplicable en la región, con la ventaja que es sencillo e involucra variables climatológicas.
- El método usado para el cálculo de la Escorrentía Superficial (Número de Curva) representó bien el fenómeno en la zona.

- Los valores porcentuales encontrados para los cambios en la humedad volumétrica presentan un mínimo de  $-43.4\%$ , un máximo de  $382.6\%$  y una media de  $22.2\%$  reflejando esto que se presentan cambios importantes en la humedad de los diferentes horizontes del suelo para los períodos de tiempo evaluados.
- El contenido de agua volumétrico en los distintos horizontes decreció con la disminución de la precipitación acumulada y las muestras cercanas al nivel freático se encontraron muy próximas a la saturación, evidenciando la importancia de los fenómenos de capilaridad en estos materiales.
- Para el área estudiada, durante el período analizado, la lluvia acumulada entre los 10 y 13 días anteriores a la lectura de la posición del nivel freático es la que tiene mayor incidencia en la ubicación de éste, presentando una relación lineal que se puede expresar mediante la ecuación:  $y = 0.66x - 105.28$  ( $R^2=0.72$ ). Al introducir ETR el ajuste en general mejora pero no sustancialmente, lo que quiere decir que la fluctuación del nivel freático en la zona, durante el período de tiempo considerado, depende esencialmente de la precipitación y en muy pequeña medida de la evapotranspiración.
- Al comparar la recarga estimada con el método de la fluctuación del nivel freático, en los diferentes puntos evaluados, para los distintos períodos considerados, contra la precipitación acumulada en los mismos lapsos de tiempo, se encontró que la recarga del acuífero está entre el  $10\%$  y  $30\%$  de la precipitación acumulada en cada uno de los intervalos de tiempo.
- Comparando los métodos utilizados en la estimación de la recarga, se encontró que arrojan valores relativamente cercanos y con el mismo comportamiento en cuanto a la consideración de recarga o descarga. El método basado en el flujo base y el de fluctuación del nivel freático, en el período de tiempo donde se pueden comparar

todos, presentan los valores más altos y más bajos respectivamente. De estos métodos se puede decir que son sencillos y que no demandan para su aplicación de datos de muy difícil estimación, sin embargo, desde el punto logístico y operativo el más sencillo de utilizar es el de la fluctuación del nivel freático que es bueno aún con sus limitaciones. Aunque, el más recomendable es el de balance tradicional de masas porque la gran mayoría de la información que emplea fue medida en campo.

- Como conclusión general, se puede resaltar que, la dinámica del agua en la zona vadosa está controlada por los parámetros físicos e hidráulicos de los diferentes horizontes del suelo que la componen. Que al entender la hidrología de la zona vadosa y cuantificar los cambios en la humedad en ella se precisa considerablemente el cálculo de la recarga en períodos cortos de tiempo y se puede apreciar la evolución del acuífero en cuanto a recarga y descarga. Que las cenizas volcánicas a pesar de ser materiales muy finos tienen comportamientos hidráulicos parecidos a de las arenas.

## **RECOMENDACIONES**

Con el ánimo que este trabajo, que sólo es una primera aproximación al entendimiento de los fenómenos hidrológicos en la zona vadosa, se continúe se hacen las siguientes recomendaciones y propuesta de trabajos futuros:

- Evaluar la conductividad hidráulica en campo para tener datos reales.
- Seguir estudiando la relación entre la infiltración básica y la conductividad hidráulica saturada. Además, evaluar la variabilidad espacial a otras distancias.
- Realizar balances en otros períodos de tiempo para precisar la recarga.
- Seguir monitoreando los piezómetros e instalar más para realizar redes de flujo locales considerando la microtopografía.
- Modelar numéricamente los fenómenos de infiltración y recarga, tratando de simular el avance del frente húmedo.

## **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

**AHUJA, L. R., NANEY, J. W. And NIELSEN, D. R.** Scaling soil water properties and infiltration modelling. 1984. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 970-973.

**ALLISON et al.** 1994. On line: <http://earth.agu.org/revgeophys/philff01/node7.html#R1>

**ÁLVAREZ, J.** Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesoceno-zóicos. Boletín Geológico. Vol. 26, N° 2. INGEOMINAS, Bogotá. 1983. 175 p.

**ALLEN, R., PEREIRA, L., RAES, D. & SMITH, M.** Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Roma 2000. 301 p.

**ANDERSON, M. P. and WOESSNER, W. W.** Applied groundwater modeling simulation of flow and advective transport. Academic press Inc. San Diego California. 1992. 381p

**APARICIO, M., F. J.** 2001. Fundamentos de hidrología de superficie. Limusa, México. 303p.

**ARANGO, M., ARISTIZABAL, O., BETANCUR, J., VÁSQUEZ, C. Y HERMELÍN, M.** Estudio preliminar de la parte alta de la quebrada La Mosca. AGID Report. 1990.13: 1 – 12.

**ARANGO, V. A.** Manual de laboratorio de mecánica de suelos. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas. 1989. 276p.



**BARCO, M., O. J y CUARTAS, P., L. A.** Estimación de la evaporación en Colombia. Trabajo Dirigido de Grado Ingeniería Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 1998. 136p.

**BARRY, D.A. and G.C. Sander.** Exact Solutions for Water Infiltration with an Arbitrary Surface Flux or Non-linear Solute Adsorption. 1991 Water Resources Research 27(10): 2667-2680.

**BEDOYA B., D.P, GARCÍA, J.F.** Estimación de la Retención de Humedad de Algunos Suelos por el Método de la centrifugación. 1991. Universidad Nacional de Colombia (Facultad de Agronomía), 102 p.

**BONELL, M., GILMOUR, D. A and SINCLAIR, D.F.** Soil hydraulic properties and their effect on surface and subsurface water transfer in a tropical rainforest catchment. 1981. Hydrological sciences Bulletin 26(1)/3:1-18.

**BOTERO, G.,** Contribución al conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia, 1963, Anales de la Facultad de Minas, 57, 101 p, Medellín.

**BRADBURY, K. R., DRIPPS, W., ANDERSON, M. P. and POTTER, K. W.** Refinement of two methods for estimation of groundwater recharge rates. 2000

**BUOL, S. W., HOLE, F. D. & McCracken, R. J.** Génesis y clasificación de suelos. Trillas, México, 1990. 417p.

**CARRILLO, J.,** Propiedades físicas de los suelos derivados del Batolito Antioqueño, 1973, Trabajo de grado, 52 p. Facultad de Minas, Medellín.

**CIOLLARO, G. And ROMANO, N.** Spatial variability of the soil hydraulic properties of volcanic soil. 1995. Geoderma, 65:263-282.

**CUSTODIO, G. E.** Recarga a los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. CCUSTODIO, LLAMAS y SAMPER, Instituto Tecnológico Geominero de España, Las Palmas de Gran Canarias, 1997. pp 19-39.

**DUQUE M, J. y MEJÍA S., G.,** Metodología para cuantificar las perdidas por infiltración en cuencas. Universidad Nacional de Colombia (Facultad de Minas), 1982. 130 p.

**DUQUE, A., Y OYOLA, H. M.** Distribución y correlación de cenizas volcánicas en el oriente antioqueño. Tesis de Grado, Universidad EAFIT. Medellín. 1989. 279 p.

**DURAN, N. D y MYERS, V.** The EPA's Approache the monitoring of vadose zone. 1993. En: **WILSON, L. G., LORNE, G. E. & STEPHEN, J. C.** Handbook of vadose zone characterization and monitoring. Lewis Publishers. 1995.

**DURANGO, J.** Erosión y formación de terrazas fluviales en climas tropicales, terrazas del Rionegro y de sus afluentes, 1975, Trabajo de grado, 56 p, Facultad de Minas, Medellín.

**EMPRESAS PÚBLICAS DE MEDELLÍN,** Anuario Hidrometeorológico, 1994, 136 p, EPM, Medellín.

**EPA.** Estimation of infiltration rate in the vadose zone: Compilation of simple mathematical models. 1998

**FAO.** Guidelines for soil description. 1977.

**FEININGER, T. & BOTERO, G.,** The Antioquia Batolith, 1982, Publicación Especial, 12, 50 p, Ingeominas, Bogotá.

**FETTER, C.W.** Applied Hydrogeology 1988 Second Edition. MacMillan Publishing Company. New York, NY.

**FREEZE, R. A.** Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. 1971. Wat. Res. Res. 7: 347 - 366

**GONZÁLEZ, H.** Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Boletín Geológico. Vol. 23, N° 1. INGEOMINAS, Bogotá. 1980. 174 p.

----- . Mapa geológico del departamento de Antioquia: geología, recursos minerales y amenazas potenciales. Escala 1:400000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá. 1996. pp. 28 – 127.

**GUYMON, Gary.** Unsaturated zone hydrology. Prentice Hall, New Jersey. 1994. 210p.

**HEALY, R. W. and COOK, P. G.** Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal (2002) 10:91 – 109.

**HENAO SERNA, Harlan Y QUIROZ Juan E.** Métodos para Interpolación de Variables Hidrológicas. Aplicación al Balance Hidrológico de Colombia. 1998. Tesis de Grado Univ. Nacional, 172 p.

**HERMELÍN, M.** Estudio geomorfológico del Valle de Aburrá y del oriente cercano. Informe preliminar N° 1. Gobernación de Antioquia, Departamento Administrativo de Planeación, Dirección del Plan Metropolitano. Medellín. 1976. 31 p.

----- . Excursión Zona Central de Antioquia (Valle de Aburrá y sus alrededores), Hoja de Ruta, II Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, 1978.

----- . Cenizas volcánicas cuaternarias en el Oriente Antioqueño, Guía de Excursión Rionegro – Santa Fe de Antioquia, Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia. Bogotá, 1980,.

----- . Los suelos del oriente antioqueño un recurso no renovable, Bulletin d'Institut Francais d'Etudes Andines, 1992, 21(1), 25-36.

**HIDRAMSA.** Estudio y reglamentación de las llanuras de inundación del río Negro y la quebrada La Pereira. Estudio geológico y geomorfológico realizado para CORNARE y el municipio de Rionegro. Escala 1:25000. 1997

**HILLEL, Daniel.** Environmental soil physics. Academic Press. 1998. 771p.

**HOYOS, F., VÉLEZ, M. V., MÚNERA, J. C. Y ARIAS, D. E.,** Investigación de aguas subterráneas Región Valle de San Nicolás, Fase II. 2001. Convenio de cooperación en ciencia y tecnología CORNARE - Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. 85 p.

**IGAC.** Suelos y bosque de Colombia. 1988. Hacienda y Crédito Público. Bogotá.

----- . Estudio detallado de suelos de varias regiones de Colombia. 1990. Santafé de Bogotá

----- . Propiedades físicas de los suelos. 1991. Santafé de Bogotá

**INSTITUTO NACIONAL DE VÍAS.** Normas de ensayo para materiales de carretera. República de Colombia – Ministerio de transporte. Tomos I y II. 1998.

**JARAMILLO, D. F., PARRA, L. N. y GONZÁLEZ, L. H.** El recurso suelo en Colombia: Distribución y evaluación. Instituto de Ciencias Naturales y Ecología (ICNE), Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 1994. 88p.

**JURY, W. A.** Present directions and future research in vadose zone hydrology. En: PARLAGE, M. B. & HOPMANS, J. W. Vadose zone hydrology: Cutting across disciplines. Oxford University Press, New York, 1999. Pp 432 – 441.

**KETCHUM, J. N. (Jr.), DONOVAN, J. J. and AVERY, W.H.** Recharge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. Hydrogeology Journal (2000) 8: 579 – 593.

**KOSUGI, K.** General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with lognormal pore size distribution. 1998. Soil Sci. Soc. Am. J. 63: 270 – 277

**MAZAHERI, A. S., KOPPY, A. J. and McBRATNEY, A. B.** A Fuzzy allocation scheme for the Australian great soil groups classification system . 1995. European Journal of soil science. 46, (in press).

**MASORA.** Anuario estadístico subregional, Altiplano de Rionegro. 1996, p 1 – 15.

**MONTEITH, J. L.** Evaporation and environment. 1965. Symp. Soc. Exp. Biol. 19, 205-234.

----- . Evaporation from land surfaces: progress in analysis and prediction since 1948, In: Advances in Evaporation ASAE. 1985. pp 4-12

**MUALEN, Y.** A new model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous media. 1976. Water Resource Research 12(3): 513 – 522

**MURILLO S., Jesús A.** Estudio Geológico-geotécnico del parque lineal del río Rionegro. 1992. TDG, Ing. de Geología- Universidad Nacional– Medellín. 171p.

**NIELSEN, D.R. et al.** Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone. Water Resources Research. Agosto, vol 22, no 9, 1986. Pag. 89s-108s

**OSPINA, T.** Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente del antiguo departamento de Antioquia. Imp. La Organización. Medellín. 1911. 102 p.

**PAGE, W.D.**, Guía de excursión Rionegro – Santa Fe de Antioquia, 1980, Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia.

**PAGE, W.D. & JAMES, M.**, The antiquity of the erosion surfaces and Late Cenozoic Deposits, 1981, Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, Revista CIAF, 6, 1-3, pp 421 453, Bogotá.

**PHILLIPS**. 1994. On line: <http://earth.agu.org/revgeophys/phillf01/node7.html#R1>

**POSADA, B. O.** Sensores remotos y SIG en la cartografía de cenizas volcánicas. 2000. Tesis de Maestría, Universidad EAFIT.

**POSADA, J. DE LA C.** Bosquejo geológico de Antioquia. Anales de la Facultad de Minas. Medellín. 1936. 38: 1 – 51.

**RAVI Varadhan and WILLIAMS Joseph R.** Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models. Volumen I. Cincinnati – USA. 86P

**RESTREPO, J. J. Y TOUSSAINT, J. F.** El grupo Ayurá – Montebello: Tiene todavía validez estratigráfica? Memorias Seminario Gerardo Botero Arango, Geología de la Cordillera Central de Colombia. Medellín. 1987. Pp.167 – 173.

**RUSHTON, K. R. and WARD, C.** The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41 (1979) 341 –361.

**RUSSELL B., J.** Practical handbook of soil, vadose zone and ground-water contamination: Assessment, prevention and remediation. Lewis Publishers. 1995. 948p.

**SAMPER CALVETE, F. Javier.** Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: Utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los

acuíferos en la planificación hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos Grupo Español. Seminario en Las Palmas de Gran Canarias, 1997. Instituto Tecnológico Geominero de España. Pp 41 – 61.

**SELKER, J. S., KELLER, C. K. & McCORD, J. T.** Vadose zone processes. Lewis Publishers. 1999. 339p.

**SHARMA, M. L.** Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. En: **SHARMA, M. L.** Groundwater recharge. A. A. Balkema, Wembley, Australia. 1989. Pp 11-23.

**STEPHEN, J. C., KREMER, J. H., EVERETT, L. G. & LAERENCE A. E.** Is our strategy of monitoring groundwater illogical? 1992. En: **WILSON, L. G., LORNE, G. E. & STEPHEN, J. C.** Handbook of vadose zone characterization and monitoring. Lewis Publishers. 1995.

**STEPHENS, Daniel.** Vadose zone hydrology. Lewis publishers. 1996. 347p.

**TORO, G. y HERMELIN, M.** Tefraestratigrafía Colombiana. I Etapa Tefraestratigrafía del Departamento de Antioquia. Universidad Eafit Medellín. 1989. 164p.

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA.** Evaluación Hidrogeológica preliminar para los Municipios de El Retiro, Rionegro, La Ceja, El carmen de Viboral, Guarne y Marinilla. 1997. Centro de Documentación de Posgrados, Medellín.

**USDA (United State Department of Agriculture).** Soil survey handbook. 1951, 503p.

**VAN GENUCHTEN, M.** A closed form equ for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. 1980. Soil sci. Soc. Am. J. 44: 892 – 898

----- . 1992. on line: <http://earth.agu.org/revgeophys/sposit00/node7.html#R54>

**VARELA, M.** El medio físico: Relaciones agua-aire-suelo. En: CANDELA, L. y VARELA, M. La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas: Teoría, medición y modelos. Cimne, Barcelona, 1993. Pp. 11 – 26.

**VÉLEZ, O., M. V.** Hidrología para ingenieros. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 2000. 377p.

**VERA, C. A.,** Variación en la permeabilidad y en las condiciones de infiltración de las cenizas volcánicas de los valles de San Nicolás. 2001. Tesis de Maestría, Universidad EAFIT. 253 p.

**VERGARA, J. E.** Curso básico de riegos. INAT: Instituto Nacional de Adecuación de Tierras. 1997

**YODER, R. E.** A direct method of aggregate analysis and a study of the physical nature of erosion losses. 1936. J. Am. Soc. Agron. 28: 337 – 351.